HAL
open science

Comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond (Marne, France)

Thibaud Damien

To cite this version:

Thibaud Damien. Comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond (Marne, France). Géographie. URCA - GEGENAA, 2019. Français. NNT : 2019REIML004 . tel-03496169

HAL Id: tel-03496169

https://hal.univ-reims.fr/tel-03496169v1

Submitted on 12 Nov 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE
ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES HUMAINES ET SOCIALES (555)

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE
Discipline* : *GEOGRAPHIE
Spécialité : Géographie physique, humaine et régionale

Présentée et soutenue publiquement par

Thibaud DAMIEN

Le 4 juillet 2019

Comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond (Marne, France)

Thèse dirigée par **Alain DEVOS**

JURY

Mme Emmanuele GAUTIER,	Professeur,	Université Paris I,	**Présidente du jury**
M. Alain DEVOS,	Professeur,	Université de Reims Champagne-Ardenne,	**Directeur de thèse**
M. Olivier LEJEUNE,	Maître de Conférences,	Université de Reims Champagne-Ardenne,	**Co-encadrant**
M. Pierre-Gil SALVADOR,	Professeur,	Université de Lille 1,	**Rapporteur**
M. Dominique HARMAND,	Professeur,	Université de Nancy 2,	**Rapporteur**

Remerciements

Ce manuscrit est le résultat de quatre années de recherches, rendues possibles grâce au soutien financier de la région **Champagne-Ardenne**, devenue la région **Grand-Est** durant mes travaux. Je tiens ici à remercier l'ensemble des personnes qui m'ont apporté leur aide et leur soutien durant ces années.

Je tiens à remercier tout particulièrement mon directeur de thèse **Alain Devos**, professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne sans qui il aurait été compliqué d'achever ce travail. Je le remercie de m'avoir offert de son temps, de m'avoir soutenu, ainsi que de m'avoir transmis énormément de son savoir et son expérience. Un grand merci à lui pour sa patience, sa bienveillance et sa rigueur leur de la correction de ces travaux de thèse.

Je remercie également **Olivier Lejeune**, maître de conférences à l'Université de Reims Champagne-Ardenne, co-directeur de thèse et porteur du projet HYDRES, pour sa bonne humeur et ses précieux conseils en matière de géomorphologie et d'hydrologie.

J'adresse mes remerciements à l'ensemble des membres du jury pour l'évaluation de mes travaux de recherche. En particulier **Pierre-Gil Salvador**, professeur à l'Université de Lille 1 ainsi que **Dominique Harmand**, professeur à l'Université de Nancy 2 tous deux rapporteurs pour leurs commentaires constructifs et enrichissants. Je tiens également à remercier **Emmanuele Gautier**, Professeure à l'Université de Paris 1 et présidente du jury de thèse pour sa bienveillance et ses conseils avisés. Merci à eux.

J'adresse mes remerciements à l'ensemble du GEGENAA, et particulièrement à **Vincent Barbin**, professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne et directeur du laboratoire pour la confiance qu'il m'a accordé durant mes années de doctorat et d'ATER. Un grand merci à **Guillaume Pierre**, ainsi qu'à **Nicolas Bollot** respectivement professeur et maître de conférences à l'Université de Reims Champagne-Ardenne pour leur aide sur le terrain mais également lors de la rédaction d'articles. Merci à **Gilles Fronteau**, maître de conférence HDR à l'Université de Reims Champagne-Ardenne pour sa venue sur le terrain et le partage de son savoir. Je pense également à **Laurent Chalumeau**, maître de conférences à l'Université d'Amiens pour ces discussions autour des remplissages des marais et des sondages à la tarière. Un grand merci à **Alexandra Conreux** et **Sébastien Laratte** pour leur aide et leur soutien de tout genre, qu'il soit scientifique, technique ou administratif. Merci également à **Dominique**

Pargny, ingénieur d'études à l'Université de Reims Champagne-Ardenne pour son aide au quotidien et les nombreux cafés partagés dans son bureau.

Je remercie plus généralement l'ensemble des collègues du GEGENAA avec qui j'ai eu la chance de partager une année en tant que ATER, qui m'a permis de finaliser la rédaction de ces travaux. Un grand merci à eux pour cette année très agréable passée à leurs côtés mêlant enseignement, rédaction et participations à des campagnes de terrain. Un grand merci à eux et particulièrement à **Benjamin Cancès**, maître de conférences à l'Université de Reims Champagne-Ardenne et directeur du Départements des Sciences de la Terre.

Merci à **Dorothée Escotte**, secrétaire du département de géographie, pour son soutien et son écoute au cours de ces 4 années ainsi que pour les repas partagés dans son bureau tous les midis. Une pensée également pour **Clotilde Bonfiglioli**, maître de Conférences à l'Université de Reims Champagne-Ardenne pour sa bonne humeur.

J'aimerais avoir une attention particulière pour **Pierre Taborelli**, rencontré durant notre première année de licence de géographie et avec qui nous avons partagé nos années de licence, de master et de doctorat, le tout rempli de souvenirs en tout genre allant du Tuk-Tuk à New-Delhi jusqu'aux sondages à la tarière dans les marais, en passant par la cartographie des carrières d'Hermonville. Merci à toi mon Pierrot !

Durant ces travaux de recherches j'ai eu la chance d'encadrer de nombreux stagiaires de Master II. Je tiens donc à remercier **Mylène Briquet** pour son travail sur les remplissages des Marais de Saint-Gond, **Alexandre Patin** pour les campagnes de mesures hydrologiques entre l'Aube et la Marne, **Christophe Gago** pour son travail sur les terrasses alluviales, **Amina Bouhezila** pour la réalisation de mesures géophysiques sur les marais et enfin **Boris Javaux** pour son aide dans l'étude géomorphologique du secteur.

J'aimerais également remercier **Rémi Martineau**, chargé de recherches CNRS à l'Université de Bourgogne pour son aide au sein du programme HYDRES et pour m'avoir ouvert son réseau de connaissances au sein des Marais de Saint-Gond. Je remercie tout particulièrement **Pascale Ruffaldi** et **Carole Bégeot**, maîtres de conférences à l'Université de Franche-Comté et membres du laboratoire Chrono-environnement, pour la réalisation des analyses palynologiques. Je remercie également **Jean-Jacques Charpy**, conservateur honoraire du Musée Régional d'Archéologie et du Vin de Champagne pour ses précieuses informations au sujet d'un secteur qu'il connait parfaitement.

Un grand merci également aux membres du Conservatoire des Espaces Naturels de Champagne-Ardenne et particulièrement à **Jessica Wendling** et **Marion Jansana** pour leur

accueil à Châlons et la diffusion de documents lors du début de mes travaux de recherches. J'aimerais associer également **Laure Rogeaux** et **Pierre Detcheverry** qui m'ont permis l'accès aux terrains gérés par le Conservatoire.

Je tiens à remercier également **Christophe Mage**, de la DREAL Champagne-Ardenne pour m'avoir donné accès aux données hydrométriques de la station du Thoult-Trosnay. Un grand merci également à **Julien Habert** de la DREAL Champagne-Ardenne pour ces précieuses données climatiques autour de la zone d'étude.

Merci à l'ensemble des personnes rencontrés dans les Marais de Saint-Gond et les alentours. Notamment à **Christian Lheureux**, président de l'ASA des Marais de Saint-Gond, **Didier Poupinel-Descambres**, maire de Talus Saint-Prix, **Michel Liégois**, maire de Oyes, **Jacques Vallat**, habitant de Villevenard et **André Sauvage**, habitant de Bannes qui m'ont permis d'accéder à de nombreux terrains privés. Merci également à **Philippe Droulé** et sa femme pour leur accueil à Jâlons et la promenade dans le lit de la Somme-Soude.

Un immense merci à mes proches qui m'ont aidé durant ces 4 années passionnantes, intenses mais pas toujours évidentes. Je pense à mes parents qui m'ont toujours soutenu dans mes choix et mes études, à mon frère et ma belle-sœur, à mes grands-parents et à mes beaux-parents et beaux-frères, merci à eux pour leur soutien.

Pour terminer comment ne pas remercier **Clotilde** avec qui je partage ma vie depuis 13 ans, et qui est devenue ma femme durant cette thèse. Merci à elle pour son soutien sans faille dans les moments de doutes et pour les séances de relecture interminables à des heures parfois très tardives. Merci de m'avoir toujours supporté pendant ces 4 années et de m'avoir offert le plus beau des cadeaux durant l'été 2018 avec la naissance de notre fille **Thelma**. Je vous aime.

Enfin j'aimerais avoir une pensée pour mon grand-père **Maurice**, qui n'aura malheureusement pas pu voir l'aboutissement de ce travail mais je suis sûr qu'il l'aurait apprécié. Je lui dédie ce manuscrit.

Résumé

L'objectif de la thèse, réalisée dans le cadre du programme HYDRES (2014-2018), est de comprendre les différents modes d'alimentation en eaux des Marais de Saint-Gond, vaste zone humide de 2 500 hectares (Marne, Grand-Est), et d'identifier comment les écoulements se répartissent au sein du bassin-versant. Ces travaux permettront également de comprendre comment les Marais de Saint-Gond s'inscrivent au sein de l'interfluve Marne/Aube. Le croisement d'approches géomorphologiques (cartographie et profils de terrasses alluviales, profils des remplissages alluviaux…) et hydrologiques (analyses hydrologiques aux stations, mesures sérielles de débits et de paramètres physico-chimique, spatialisation des rendements hydrologiques…) met en valeur des conditions d'écoulement hétérogènes au sein de l'interfluve, paradoxalement homogène climatiquement et géologiquement. Une étude des remplissages associée à une étude paléoenvironnementale permet quant à elle de retracer la géométrie des remplissages mais également l'évolution de la zone humide sur les 15 000 dernières années. Enfin, l'étude diachronique permet de comprendre l'évolution des Marais de Saint-Gond sur les 200 dernières années et de mettre en évidence les raisons pour lesquelles la superficie de la zone humide diminue au fil des années.

Mots clés : Géographie, Zone humide, Hydrologie, Géomorphologie, Capture hydrographique, Interfluve Marne/Aube, Remplissages alluviaux, Marais de Saint-Gond, Grand-Est.

Laboratoire GEGENAA – EA 3795
UFR Lettres et Sciences Humaines
Département de Géographie
57, rue Pierre Taittinger
51096 REIMS Cedex – France

Hydrodynamic behaviour of Marais de Saint-Gond (Marne, France)

Abstract

The purpose of the thesis carried out under the HYDRES program (2014-2018) is to understand the different water supply modes of the Marais de Saint-Gond, a vast 2,500 hectare wetland (Marne, Grand-Est), and identify how flows are distributed within the watershed. This work will also make it possible to understand how the Marais de Saint-Gond fit into interfluve Marne/Aube. The crossing of geomorphological approaches (mapping and profiles of alluvial terraces, alluvial filling profiles…) and hydrological (hydrological analyses at stations, serial measurements of flow rates and physico-chemical parameters, spatialization of hydrological yields…) highlights heterogeneous flow conditions into interfluve Marne/Aube, paradoxically homogeneous climatically and geologically. A filling study combined with a paleo-environmental study allows us to trace not only the filling geometry but also the evolution of the wetland over the past 15,000 years. Finally, the diachronic study makes it possible to understand the evolution of the Marais de Saint-Gond over the last 200 years and to highlight the reasons why the area of the wetland decreases over the years.

Key-words : Geography, Wetland, Hydrology, Geomorphology, Stream capture, Interfluve, Alluvial fillings, Marais de Saint-Gond, Grand-Est region.

Laboratoire GEGENAA – EA 3795
UFR Lettres et Sciences Humaines
Département de Géographie
57, rue Pierre Taittinger
51096 REIMS Cedex – France

Table des matières

Remerciements 2
Résumé 5
Abstract 6
Table des matières 7
Introduction générale 13

PARTIE 1 : CADRE GENERAL DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE 19

Chapitre 1 : Cadre général du secteur des Marais de Saint-Gond : l'interfluve Marne/Aube 20

1.1. Cadre géographique du site des Marais de Saint-Gond 20
1.1.1. Une région de bas plateaux 20
1.1.2. Un réseau hydrographique peu développé 21
1.1.3. Les Marais de Saint-Gond : L'interface entre deux régions 24

1.2. Cadre morphostructural du site des Marais de Saint-Gond 26
1.2.1. Lithologie des assises secondaires et tertiaires 26
1.2.2. Stratigraphie et variation de faciès 29
1.2.3. Les formations superficielles 30
1.2.3.1. Les formations de plateaux 31
1.2.3.2. Les formations colluviales 31
1.2.3.3. Les formations alluviales 32
1.2.4. La fracturation 32

1.3. Cadre hydrogéologique et climatique 33
1.3.1. Les différents niveaux aquifères 33
1.3.1.1. L'aquifère de la craie 33
1.3.1.2. L'aquifère des sables de l'Yprésien supérieur 34
1.3.1.3. L'aquifère des formations du Lutétien supérieur - Ludien 35
1.3.2. Cadre climatique de l'interfluve 35

Conclusion du chapitre 1 38

Chapitre 2 : Méthodologie **39**

2.1. Approche spatiale 39
2.1.1. L'interfluve Marne/Aube 39
2.1.2. Les bassins-versants 39
2.1.3. Les bassins-versants élémentaires 40
2.1.4. Les tronçons de cours d'eau 40
2.1.5. La parcelle 40

2.2. Approche temporelle 41
2.2.1. Le Pléistocène 41
2.2.2. Le Tardiglaciaire et l'Holocène 41
2.2.3. L'échelle historique 41
2.2.4. L'échelle contemporaine 42

2.3. Approche multicritère 42

2.4. Approche instrumentale 44
2.4.1. Approche instrumentale de terrain 44
2.4.2. Approche instrumentale de laboratoire 46
2.4.3. Approche sous SIG 46

Conclusion du chapitre 2 47

CONCLUSION DE LA PARTIE 1 **48**

PARTIE 2 : LA CAPTURE DE LA SOMME-MORIN ET LES MARAIS DE SAINT-GOND DU PLEISTOCENE A NOS JOURS. **49**

Chapitre 3 : Les Marais de Saint-Gond du Pléistocène jusqu'au Tardiglaciaire **50**

3.1. Définition et principes des captures hydrographiques 50
3.1.1. Les différents types de captures hydrographiques 50

3.2. Les indices de la capture hydrographique de la Somme-Morin 67
3.2.1. Les indices hydrographiques 67
3.2.2. L'épaisseur des remplissages alluviaux 69
3.2.3. L'indice de concavité 71

3.3. Organisation spatiale des formations alluviales et des vallées à l'échelle de l'interfluve 77
3.3.1. Cartographie géomorphologique du site de capture 77

3.3.2. Cartographie et profils des niveaux de terrasses alluviales 81
3.3.2.1. Les terrasses alluviales du Petit-Morin 83
3.3.2.2. Les terrasses alluviales de la Somme-Soude 84
3.3.2.3. Les terrasses alluviales de la Soude 85

3.4. L'incision des vallées au niveau du site de capture 92

3.5. Relevé des orientations des vallons secs 96

3.6. Chronologie et mécanismes des captures sur l'interfluve Marne/Aube 101

Conclusion du chapitre 3 105

Chapitre 4 : Les Marais de Saint-Gond du Tardiglaciaire à l'Holocène 107

4.1. Étude des remplissages sédimentaires des Marais de Saint-Gond 107
4.1.1. Localisation des sondages réalisés et du secteur prospecté en géophysique 109
4.1.2. Traitements des mesures de terrain 112
4.1.2.1. Analyses en laboratoire 112
4.1.2.2. Datations radiocarbones 114
4.1.2.3. Approche palynologique 115
4.1.3. Cartographie de l'épaisseur des remplissages des Marais de Saint-Gond 116
4.1.4. Les unités sédimentaires des Marais de Saint-Gond 117
4.1.4.1. Unité sédimentaire n°1 119
4.1.4.2. Unité sédimentaire n°2 119
4.1.4.3. Unité sédimentaire n°3 120
4.1.4.4. Unité sédimentaire n°4 120
4.1.4.5. Unité sédimentaire n°5 120
4.1.5. Profils des remplissages des Marais de Saint-Gond 123
4.1.5.1. Tronçon « Morains » : De la source à Aulnay-aux-Planches 125
4.1.5.2. Tronçon « Bannes » : De Aulnay-aux-Planches à T_1104 127
4.1.5.3. Tronçon « Coizard-Joches » : De T_1104 à S27. 130
4.1.5.4. Tronçon « Villevenard » : De S27 à PR_1. 132
4.1.6. L'exemple du Grand Marais de Oyes : Approche géophysique 136

4.2. Étude paléoenvironnementales des Marais de Saint-Gond du Tardiglaciaire à l'Holocène 141
4.2.1. Datations ^{14}C et études palynologiques dans les Marais de Saint-Gond. 141
4.2.2. L'évolution tardiglaciaire et holocène des Marais de Saint-Gond. 151

Conclusion du chapitre 4 161

Chapitre 5 : Les Marais de Saint-Gond à l'échelle historique **163**

5.1. Historique de l'occupation des Marais de Saint-Gond depuis le VIIème Siècle 163

5.2. Analyse diachronique des Marais de Saint-Gond depuis 1830. 170
5.2.1. Méthodes de l'analyse diachronique 170
5.2.1.1. Collecte des documents sources 171
5.2.1.2. Géoréférencement 174
5.2.1.3. Digitalisation et protocole « Database » 175
5.2.2. Résultats de l'analyse diachronique 176
5.2.3. Discussion 181
5.2.3.1. Avant les années 50 182
5.2.3.2. Des politiques d'asséchements fatales à la zone humide :Des années 1950 aux années 1980 184
5.2.3.3. Depuis les années 80 : Une prise de conscience de l'intérêt des zones humide et une volonté de conservation 186

5.3. Dynamique de la végétation des Marais de Saint-Gond depuis 1946 190
5.3.1. Méthodologie 190
5.3.2. Dynamique de la végétation depuis 1946 194

Conclusion du chapitre 5 200

CONCLUSION DE LA PARTIE 2 **202**

PARTIE 3 : LE COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DES MARAIS DE SAINT-GOND DANS L'INTERFLUVE MARNE/AUBE **204**

Chapitre 6 : Contexte hydro-climatique de l'interfluve Marne/Aube **205**

6.1. Présentation du réseau de mesures 205
6.1.1. Caractérisation des stations de mesures 205
6.1.2. Caractérisation de la période d'observation 207

6.2. Les précipitations sur l'interfluve Marne/Aube 208
6.2.1. Les pluies à l'échelle inter-annuelle 208
6.2.2. La répartition spatiale des précipitations 209
6.2.3. Estimation des précipitations par bassin-versant 211
6.2.4. Les précipitations à l'échelle mensuelle 213

6.3. Les températures et l'évapotranspiration sur l'interfluve Marne/Aube 214
6.3.1. Les températures 214

6.3.1.1. Les températures annuelles moyennes 214
6.3.1.2. Les températures moyennes mensuelles 215
6.3.2. L'évapotranspiration - Le bilan hydrique 216

6.4. Le contexte piézométrique de l'interfluve Marne/Aube 219

Conclusion du chapitre 6 224

Chapitre 7 – Étude hydrologique du Petit-Morin et de l'interfluve Marne/Aube 226

7.1. Équipement hydrométrique de l'interfluve Marne/Aube 226
7.1.1. Les stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube 226
7.1.1.1. Périodes d'observations aux stations hydrométriques 229

7.2. Analyse hydrologique aux stations à l'échelle de l'interfluve Marne/Aube 230
7.2.1. Les modules interannuels 230
7.2.1.1. L'abondance moyenne 230
7.2.1.2. Variabilité globale des modules interannuels 233
7.2.1.3. Évolution sur la période 2005 – 2013 235
7.2.2. Les débits mensuels 239
7.2.2.1. Régimes hydrologiques 239
7.2.2.2. Fréquences caractéristiques des débits mensuels 242
7.2.2.3. Les débits mensuels classés 242
7.2.3. Les débits moyens journaliers 243
7.2.3.1. Distribution des débits moyens journaliers 243
7.2.4. Les basses eaux et les épisodes d'étiage 246
7.2.4.1. Les débits fréquentiels à partir de la courbe des débits classés 246
7.2.4.2. Les débits moyens mensuels le plus bas (QMNA) 247
7.2.4.3. L'indice d'écoulement de base (IEB) 249

Conclusion du chapitre 7 254

Chapitre 8 : Spatialisation des débits du bassin-versant des Marais de Saint-Gond 255

8.1. Méthodologie de travail 255
8.1.1. Présentation du réseau de mesures et des bassins-versants élémentaires 255
8.1.2. Présentation des campagnes de mesures 257

8.2. Résultats des campagnes de mesures sérielles 259
8.2.1. Profils hydrologiques du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond) 259
8.2.1.1. Profils hydrologiques des débits bruts (l/s^{-1}) 259
8.2.1.2. Profils hydrologiques des débits spécifiques ($l/s^{-1}/km^2$) 260
8.2.1.3. Profils hydrologiques des conductivités ($\mu S.cm^{-1}$) et des températures (°C) 261
8.2.2. Spatialisation des écoulements du bassin-versant des Marais de Saint-Gond 263

8.2.2.1. Cartographie des rendements hydrologiques du bassin-versant des Marais de Saint-Gond 263
8.2.2.2. Cartographie des températures du bassin-versant des Marais de Saint-Gond 269
8.2.2.3. Cartographie des conductivités du bassin-versant des Marais de Saint-Gond 269

8.3. Les modes d'alimentation en eau des Marais de Saint-Gond 272

Conclusion du chapitre 8 277

Chapitre 9 : Spatialisation des débits sur l'interfluve Marne/Aube 279

9.1. Méthodologie de travail 280
9.1.1. Présentation du réseau de mesures et des bassins-versants élémentaires 280
9.1.2. Présentation des campagnes de mesures 281

9.2. Résultats des campagnes de mesures sérielles 284
9.2.1. Schémas hydrographiques de l'interfluve Marne/Aube 284
9.2.2. Profils hydrologiques de la Somme-Soude 286
9.2.2.1. Profils hydrologiques des débits bruts (l/s-1) 287
9.2.2.2. Profils hydrologiques des débits spécifiques ($l/s^{-1}/km^2$) 288
9.2.2.3. Profils hydrologiques des conductivités ($\mu S.cm^{-1}$) et des températures (°C) 290
9.2.3. Profils hydrologiques de la Vaure-Superbe 291
9.2.3.1. Profils hydrologiques des débits bruts (l/s^{-1}) 291
9.2.3.2. Profils hydrologiques des débits spécifiques ($l/s^{-1}/km^2$) 293
9.2.3.3. Profils hydrologiques des conductivités ($\mu S.cm^{-1}$) et des températures (°C) 295
9.2.4. Spatialisation des écoulements de l'interfluve Marne/Aube 297
9.2.4.1. Cartographie des rendements hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube 297
9.2.4.2. Cartographie des températures de l'interfluve Marne/Aube 301
9.2.4.3. Cartographie des conductivités de l'interfluve Marne/Aube 304

9.3. Discussion : Les conditions d'écoulements à l'échelle de l'interfluve Marne/Aube 307
Conclusion du chapitre 9 312

CONCLUSION DE LA PARTIE 3 313

Conclusion générale 318
Références bibliographiques 323
Tables des figures 342
Liste des tableaux 349

Introduction générale

Longtemps sacralisées par les grandes civilisations (Maneglier, 1991 ; Guillerme, 1993) de la planète, qui ont su profiter de leurs eaux à la fois courantes et stagnantes mais également de leurs débordements, les zones humides et plus particulièrement les marais ont été par la suite méprisés pendant près de deux millénaires (Guillerme, 1993 ; Fustec *et al*, 2000). Depuis les années 1990, les recherches sur les zones humides se multiplient et s'articulent autour d'approches scientifiques très diversifiées. L'étude de l'évolution de l'environnement (paléo-paysages) se base sur la remarquable capacité qu'ont les zones humides à enregistrer les sédiments accumulés au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Elles témoignent de l'évolution du milieu sous l'effet de l'action des sociétés (Sajaloli, 1993, 1994a, 1994b, Limondin-Lozouet, 2002, Salvador, 2005 ; Lespez, 2005, 2008, 2011, 2012 ; Beauchamp *et al*, 2017) mais aussi de l'évolution climatique (Pastre *et al*, 2000, 2003 ; Le Jeune, 2005, 2012 ; Cubizolle, 2009 ; Dendievel, 2015). Ces recherches concernent pour la plupart du temps, des corridors fluviaux à faible énergie et/ou des marais. Les corridors fluviaux peuvent également être associées à des bandes actives dans des bassins-versant à forte énergie tels que des bassins de montagne et de piémont. Ces dernières sont étudiées notamment dans des contextes de déglaciation, de changement climatique et de prévention des risques (Piégay *et al*, 2008 ; Arnaud-Fasseta *et al*, 2009a ; 2009b). En hydrologie, l'étude des zones humides et plus largement des corridors fluviaux s'intéresse aux débits d'étiages ou aux débits de crues (Pardé, 1963 ; Frécaut, 1967, 1975, Cosandey, 2007), mais les échanges nappes/rivières se résument souvent au potentialités aquifères (Cosandey *et al*, 2007 ; Lang, 2007 ; Fister, 2012). La morphodynamique fluviale est également étudiée et s'intéresse aux processus d'érosion, de sédimentation et à la forme des lits alluviaux qui en résultent (Bravard et Petit, 2000 ; Lefort, 2018). Ce sont plus particulièrement l'organisation des méandres et la puissance des cours d'eau qui y sont analysés (Depret, 2014 ; Vayssière *et al*, 2016 ; Depret et al, 2017). Enfin, des travaux ont été réalisés au sujet de l'étude de l'hydrodynamisme des cours d'eau (Durand *et al*, 2000 ; Weng *et al*, 2000 ; Bendjoudi, 2002), notamment au niveau des marais littoraux (Poinsot, 2002), sur substrat imperméable (Ruget, 2010 ; Lichter, 2012) et d'altitude (Tourman, 2007 ; Keruzoré, 2008 ; Porteret, 2009). L'approche écologique des zones humides est étudiée de nos jours, notamment dans l'optique de valoriser le pouvoir épurateur des zones humides tel que la dénitrification (Pinay et Trémolières, 2000 ; Augeard, 2002 ; Fustec *et al*, 2000 ; Peyrard, 2008).

Même au niveau réglementaire, les zones humides sont davantage étudiées, en effet, depuis les années 1980 la réputation des zones humides évolue de manière positive et il semble émerger une prise de conscience des fonctions et des valeurs des zones humides (valeur faunistique, floristique, écologique, hydrologique, touristique…). A l'instar de cette nouvelle façon de penser, ces espaces font l'objet de plusieurs traités à l'échelle européenne et mondiale depuis la fin du XXème siècle :

- La convention RAMSAR (1971), en faveur de la conservation des zones humides, comme habitat des oiseaux d'eau. Cette convention ratifiée par la France en 1986 compte aujourd'hui 48 sites sur le territoire français en 2019.

- La « Directive Habitat » de l'Union Européenne (1992) dans laquelle s'inscrit la « loi sur l'eau » a pour objectif d'assurer le maintien de la diversité biologique par la conservation des habitats naturels sur le territoire européen. Cette directive s'appuie notamment sur le réseau de sites classés Natura 2000. La notion de zone humide retenue pour cette étude est celle définie par le code de l'environnement dans le cadre de la loi sur l'eau de 1992 qui entend par zone humide « *les terrains exploités ou non, habituellement inondés ou gorgés d'eau douce, salée ou saumâtre de façon permanente ou temporaire ; la végétation, quand elle existe, y est dominée par des plantes hygrophiles pendant au moins une partie de l'année* ».

- La **C**onvention sur la **D**iversité **B**iologique (CDB) (1992), ratifiée par la France en 1994 a pour objectif la conservation de la biodiversité, l'utilisation durable de ses éléments et le partage juste et équitable des avantages découlant de l'exploitation des ressources génétiques.

A l'échelle nationale, plusieurs programmes et plans nationaux sont mis en place pour protéger, restaurer et mieux comprendre les zones humides :

- Mise en place dès 1982 de l'inventaire des **Z**ones **N**aturelles d'**I**ntérêt **É**cologique **F**aunistique et **F**loristique (ZNIEFF).
- Mise en place au début des années 1990 d'une première liste de 157 sites intégrés à l'inventaire des **Z**ones **I**mportantes pour la **C**onservation des **O**iseaux (ZICO).

Aujourd'hui on dénombre 285 ZICO en France 5 (dont 10 en Champagne-Ardenne), soit 8% du territoire français.

Ces deux inventaires que sont les ZNIEFF et les ZICO constituent aujourd'hui la base du réseau Natura 2000 en France, lui-même divisé en **Z**one **S**péciale de **C**onservation (ZSC) et en **Z**one de **P**rotection **S**péciale (ZPS).

- Mise en place, en 1995 du premier **P**lan **N**ational en faveur des **Z**ones **H**umides (PNZH). C'est dans le cadre de ce projet qu'est créé l'**O**bservatoire **N**ational des **Z**ones **H**umides (ONZH) ou encore le **P**lan **N**ational de **R**echerche sur les **Z**ones **H**umides (PNRZH). Aujourd'hui le 3ème PNZH a été clôturé par le **G**roupe **N**ational pour les **M**ilieux **H**umides (GNMH) et un nouveau doit voir le jour courant de l'année 2019.

- Instituées par la loi sur l'eau de 1964, relative au régime et à la répartition des eaux et à la lutte contre leur pollution, les 6 agences de l'eau du territoire français mettent en place des programmes en faveur de problématiques liées à l'eau. Le 11ème programme d'intervention de l'agence Seine-Normandie s'étend de 2019 à 2024 avec un budget de 3,84 milliards d'euros.

- Le financement de programmes de recherches européens, nationaux et même régionaux permet également d'encourager la recherche autour des zones humides. C'est d'ailleurs grâce au financement de la région Champagne-Ardenne que ce travail a pu être réalisé.

Le **C**onservatoire des **E**spaces **N**aturels de **C**hampagne-**A**rdenne (CENCA) qui gère 220 sites dans la région, soit 3 980 hectares et dont 56% sont des zones humides (34 sites en tourbières et marais et 24 en lacs et mares) a joué un rôle important dans ce travail en offrant l'accès aux sites protégés dans les Marais de Saint-Gond.

Comme évoqué précédemment, les zones humides sont largement étudiées dans de nombreux domaines mais il existe toutefois assez peu de travaux portant sur le comportement hydrodynamique des marais de bas plateau crayeux (Poinsot, 2002). Cette lacune peut peut-être s'expliquer par le fait que ce sont des milieux compliqués à appréhender car difficiles à instrumenter, où les échanges entre la/les nappes et le drain principal sont étendus dans l'espace. De plus, ce type de milieu peut être répulsif et difficile d'accès car souvent situés en terrains privés dans la région (+ 90% pour les Marais de Saint-Gond).

C'est donc suite au constat que peu de travaux ont été réalisés sur l'étude du comportement hydrodynamique (échanges nappe/cours d'eau) des zones humides situées en tête de bassin-versant crayeux que le projet HYDRES a vu le jour.

Le projet HYDRES signifie **Hy**drologie, **D**éveloppement, **R**echerche, **E**nvironnement, **S**aint-Gond. Il est porté par l'EA 3795 du GEGENAA et dirigé par Olivier Lejeune, enseignant chercheur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne sur une durée de 4 ans (2014-2018). Ce projet fait suite à un appel à projet de programme Émergence de la région Champagne-Ardenne (nouvellement Grand-Est) et bénéficie d'un financement de la région de 250 k€ dans lequel s'inscrit une masse salariale d'une thèse de 93 k€, de 8 stagiaires pour un total de 24,3 k€ ainsi qu'un budget de fonctionnement de 57 k€ et d'investissement de 71 k€. Ce programme de recherche regroupe initialement un consortium d'universitaires de Reims (GEGENAA, CERHIC), d'Amiens (EDYSAN), de Dijon (ARTEHIS, MHS), de Beauvais (PICART-T) et d'une association (ACOUSTICA). Le projet s'articule autour de 3 axes de recherches pluridisciplinaires en géographie, en géoarchéologie, en hydrologie, en hydrogéologie, en histoire des paysages et en aménagement du territoire. Un quatrième axe traitant de la synthèse cartographique et spatiale des nouvelles données acquises vient finaliser ce projet. L'emprise spatiale de ce projet de recherche s'inscrit donc sur l'interfluve Marne/Aube et plus particulièrement au niveau des Marais de Saint-Gond situés sur le revers du plateau crayeux de la côte de Champagne, au pied de la côte d'Île-de-France délimitant vers l'ouest les formations tertiaires de la Brie Champenoise.

Au travers des différents axes de recherches, les objectifs du projet HYDRES sont multiples. Dans un premier temps il semble nécessaire d'harmoniser les données existantes et de mesurer les fluctuations spatiales de la zone humide depuis le Moyen-Âge afin de mettre en valeur d'éventuelles phases d'extension et de compression de la zone humide, en lien avec les fluctuations climatiques naturelles et/ou les activités anthropiques (Axe 1). Dans un second temps, il semble essentiel de comprendre les modalités d'écoulement dans le secteur d'étude par une analyse hydrologique combinée aux données géomorphologiques et stratigraphiques locales. Pour comprendre le comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond, de multiples méthodes sont envisagées (campagne de mesures sérielles de débits, de paramètres physico-chimiques, surveillance hydrométrique, cartographie hydrogéologique). Le rôle du drainage anthropique et des activités agricoles et industrielles (exploitation de la tourbe) au niveau de la zone humide est également analysé afin d'estimer l'impact de ces infrastructures

sur les marais (Axe 2). L'impact des niveaux d'eau et des modalités spatio-temporelles d'alimentation en eau sur la dynamique passée et actuelle de la végétation sont également pris en compte. Enfin, ce projet sera finalisé par une phase de publications scientifiques et par un certain nombre de manifestations autour de la valorisation de la culture scientifique en Champagne-Ardenne (Axe 3) fondée sur l'outil SIG (Axe 4).

Le choix de la zone atelier des Marais de Saint-Gond s'est imposé corrélativement au projet de recherche de Rémi Martineau (Université de Bourgogne, ARTEHIS) portant sur les occupations Néolithiques dans les Marais de Saint-Gond. Il a été également constaté que cette région est connue depuis le XIXème siècle et la découverte d'hypogées néolithiques par Joseph de Baye en 1872. Les régions des Marais de Saint-Gond et de la capture hydrographique de la Somme-Morin ont longtemps été considérées comme un exemple internationalement connu grâce aux travaux de Davis (1895). En revanche, si la capture est citée dans des travaux récents (Lejeune, 2005) depuis les travaux de Jean Tricart en 1952 très peu de recherches en géomorphologie ont été réalisées. Enfin, la situation des Marais de Saint-Gond présente un paradoxe intéressant de par l'existence d'une vaste zone humide au niveau d'un point haut, en Champagne sèche et dans un milieu ayant connu énormément de changement de paysages à l'échelle historique (Forêt de hêtres climacique, défrichement néolithique, savart et pelouse sèche, plantation de pinèdes puis défrichement pour l'implantation de grandes cultures). C'est donc la conjonction de ces différents éléments et l'intérêt de la région Champagne-Ardenne qui ont fait choisir le site des Marais de Saint-Gond comme zone d'étude pour ce projet.

Au cours du projet, des problématiques liées au foncier et notamment à l'accès aux propriétés privées (représentant plus de 90% de la zone humide des Marais de Saint-Gond) sont apparues. En effet, de nombreux propriétaires n'ont pas permis l'accès à leurs terrains et notamment à l'ensemble de la partie centrale de la zone humide qui faisait l'objet d'un projet de réserve de chasse. Ces fortes contraintes ont fortement perturbé l'analyse spatiale des échanges nappe-cours d'eau car la zone humide n'a pu être instrumentée en piézomètres comme prévu initialement. Une grande partie des prospections géophysique prévues n'ont également pas pu être réalisées et se sont cantonnées aux parcelles du CENCA. Ces soucis fonciers laissent un sentiment de frustration vis-à-vis du projet et des objectifs initiaux mais ces contraintes ont permis de se concentrer sur un secteur plus large qu'est l'interfluve Marne/Aube.

Le travail de thèse suivant s'inscrit totalement ou en partie dans l'ensemble des 4 axes de recherche du projet HYDRES. Si les objectifs de ce projet étaient ambitieux, contenu de l'emprise foncière (domaines privés) les problématiques de cette thèse s'avèrent multiples et plus précises :

Quel est le mode d'alimentation en eau des Marais de Saint-Gond selon les échelles scalaires de l'interfluve Marne/Aube ?

- Quel est le rôle de la capture hydrographique sur le fonctionnement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond ?

- Quel est le rôle du forçage climatique et de la pression humaine sur le fonctionnement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond ?

Ces problématiques sont originales car elles croisent des approches purement géomorphologiques et hydrologiques dans une dimension scalaire allant de l'interfluve Marne/Aube jusqu'au tronçon de cours d'eau, qui détermine des paramètres discriminant dans la construction des écoulements.

Pour répondre à ces problématiques, dans la partie I, le cadre géographique et les méthodes sont exposées. La partie II propose une étude de la capture hydrographique intervenue durant le Pléistocène et de la géométrie des remplissages tardiglaciaire et holocène des Marais de Saint-Gond qui en découle. Si le but n'est pas de retracer de manière très précise les paléo-paysages de la zone atelier, il est plutôt orienté vers la compréhension de l'organisation spatiale des remplissages alluviaux qui conditionnent les modalités d'écoulement. Cette partie évoque également l'évolution historique de la zone humide des Marais de Saint-Gond. Enfin, la partie III se compose d'une analyse hydrologique croisée à l'approche géomorphologique des marais. Cette dernière se compose d'une part de l'étude des débits aux stations hydrométriques situées sur l'interfluve et d'autre part d'une analyse spatiale des débits stabilisés sur l'interfluve et à l'intérieur du bassin-versant des Marais de Saint-Gond.

Ces travaux de thèse ont été valorisés par 3 articles scientifiques, 1 chapitre d'ouvrage dans le livre *La Terre et le Feu, Géologie et géologues sur le front occidental* de l'**A**ssociation des **G**éologues du **B**assin de **P**aris (AGBP), 8 interventions en colloques en France (Nantes, Aix-en-Provence, Chambéry, Versailles) et une à l'étranger (New-Delhi, Inde). Une communication télévisuelle (France 3) et 2 conférences de vulgarisation ont également été réalisées.

Partie 1 : Cadre général de l'étude et méthodologie

Chapitre 1 : Cadre général du secteur des Marais de Saint-Gond : l'interfluve Marne/Aube

Vastes marais alcalins, les Marais de Saint-Gond, s'étendent sur près de 2 500 hectares et s'inscrivent au sein de l'interfluve Marne/Aube, au sud-ouest du département de la Marne, en Champagne sèche. L'identification de l'ensemble des paramètres, qu'ils soient géomorphologiques, géologiques, hydrologiques, hydrogéologiques et climatiques doivent permettre de mieux comprendre la mise en place des Marais de Saint-Gond et de mieux appréhender leur fonctionnement ainsi que leur évolution au fil des années.

1.1. Cadre géographique du site des Marais de Saint-Gond

1.1.1. Une région de bas plateaux

Le site des Marais de Saint-Gond s'inscrit dans un contexte de bas plateaux calcaires caractéristique de l'est du Bassin de Paris (Fig. 1.1). En effet, ce marais alcalin se situe sur le revers de la côte de Champagne qui constitue un vaste plateau crayeux (Crétacé supérieur). L'affleurement de cette importante auréole crayeuse détermine à son tour la macro-région de la Champagne crayeuse qui s'étend de la vallée de l'Aisne (limite nord) jusqu'au sud de la ville de Troyes (limite sud). La zone humide des Marais de Saint-Gond s'inscrit donc dans un contexte de revers de côte, marqué par la présence exclusive d'un substrat crayeux d'âge Crétacé et situé entre les vallées de la Marne au nord et de l'Aube au sud. Toutefois, la zone humide se situe également au pied de la côte d'Ile-de-France, composée de formations géologiques tertiaires du centre du bassin de Paris (argiles, sables, marnes et calcaires) (Fig. 1.1).

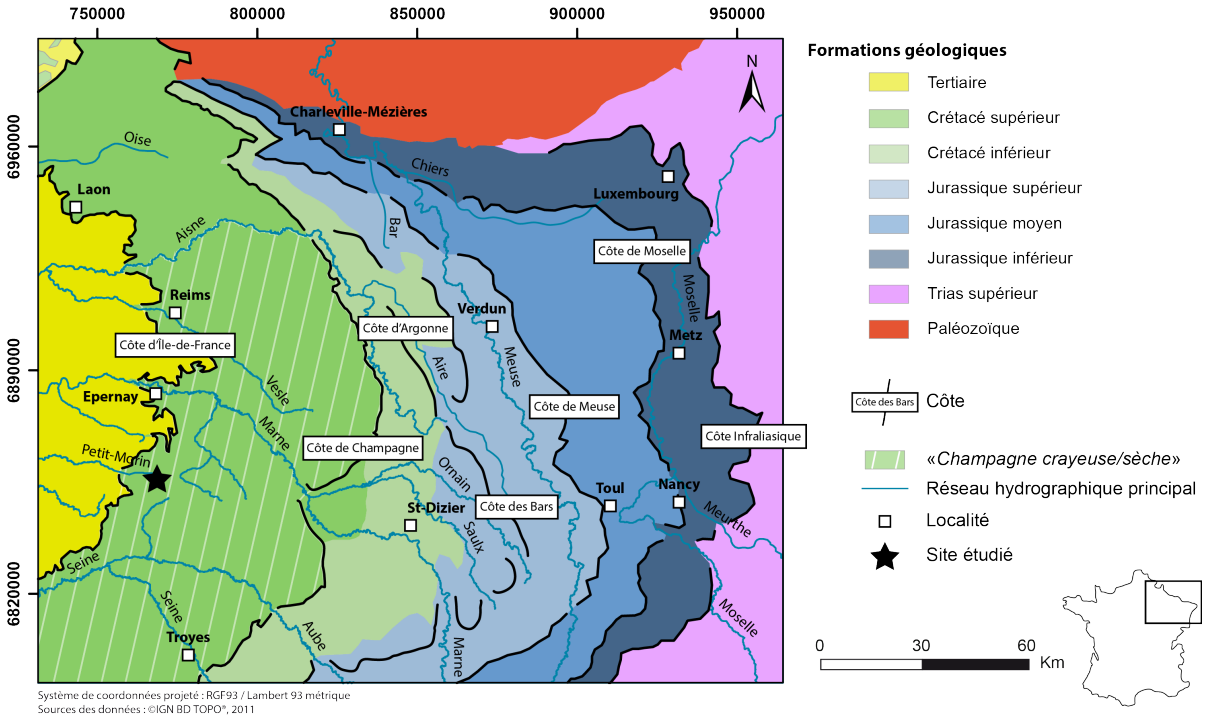


Figure 1.1 : Contexte général du secteur d'étude.

1.1.2. Un réseau hydrographique peu développé

De par la nature poreuse du substrat, les paysages de la Champagne crayeuse sont marqués par un réseau hydrographique peu dense et assez peu développé. En effet, avec des valeurs de porosité totale qui oscillent entre 40 et 45% (Ballif, 1978 ; Vachier *et al*, 1979 ; Linoir, 2014) et une capacité au champ comprise entre 25 et 27 g/100 g (Ballif, 1978) l'infiltration prime et la hiérarchisation du réseau hydrographique est rendue difficile.

A l'inverse, les formations géologiques tertiaires situées plus à l'ouest et délimitant le plateau d'Ile-de-France possèdent une hiérarchisation du réseau hydrographique plus marquée. Cette dernière étant rendue possible par la nature semi-perméable à imperméable de nombreuses formations géologiques (marnes et argiles notamment). Il en est de même pour la Champagne humide située à l'est du secteur d'étude et qui se compose de formations majoritairement marno-argileuses (Crétacé inférieur) qui favorisent le développement du réseau hydrographique.

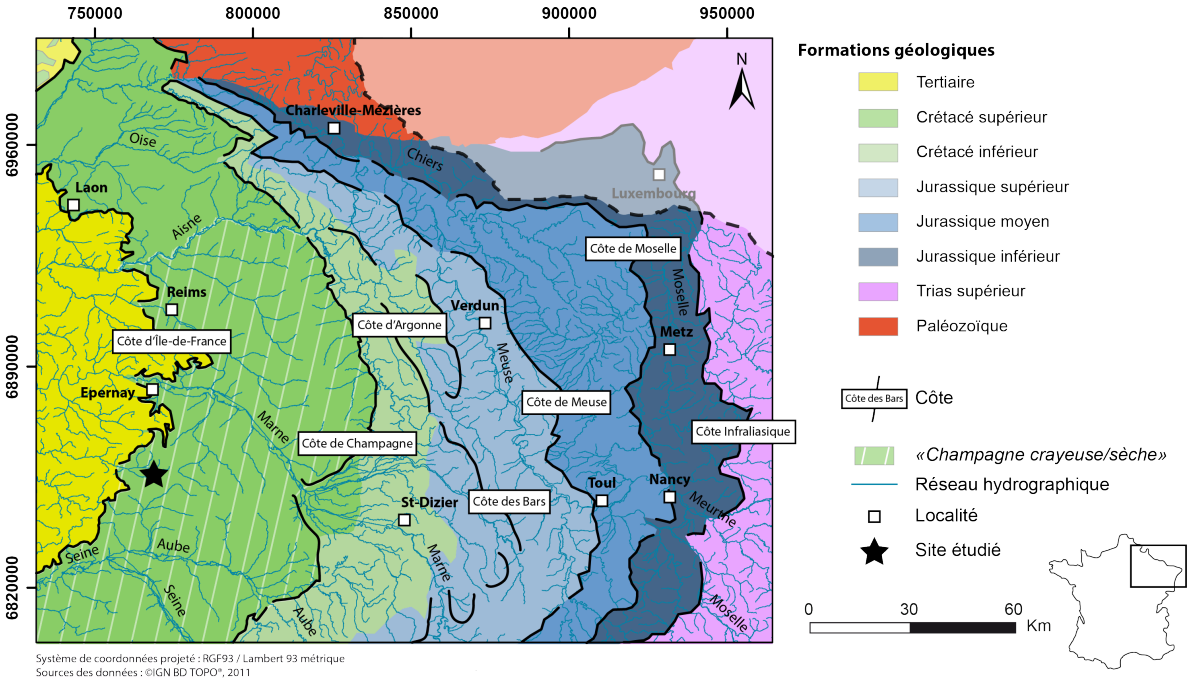


Figure 1.2 : Réseau hydrographique de l'est du Bassin de Paris.

La région des Marais de Saint-Gond s'inscrit donc dans un milieu où l'infiltration prime et où le développement du réseau hydrographique est rendu difficile par la nature drainante des formations géologiques. En effet, les densités de drainage calculées pour l'ensemble des formations géologiques de l'est du Bassin de Paris illustrent l'importance de la nature du substrat dans le développement du réseau hydrographique (Fig. 1.2).

Avec une valeur de l'ordre de 0,49 km/km^2, l'auréole du Crétacé supérieur possède la densité de drainage la plus faible de l'est du Bassin de Paris (moyenne de 0,73 km/km^2). La Champagne crayeuse dans laquelle se situe les Marais de Saint-Gond et qui correspond à une partie de cet affleurement du crétacé supérieur, possède une densité de drainage encore plus faible ; de l'ordre de 0,39 km/km^2 qui témoigne du très faible développement du réseau hydrographique dans cette région.

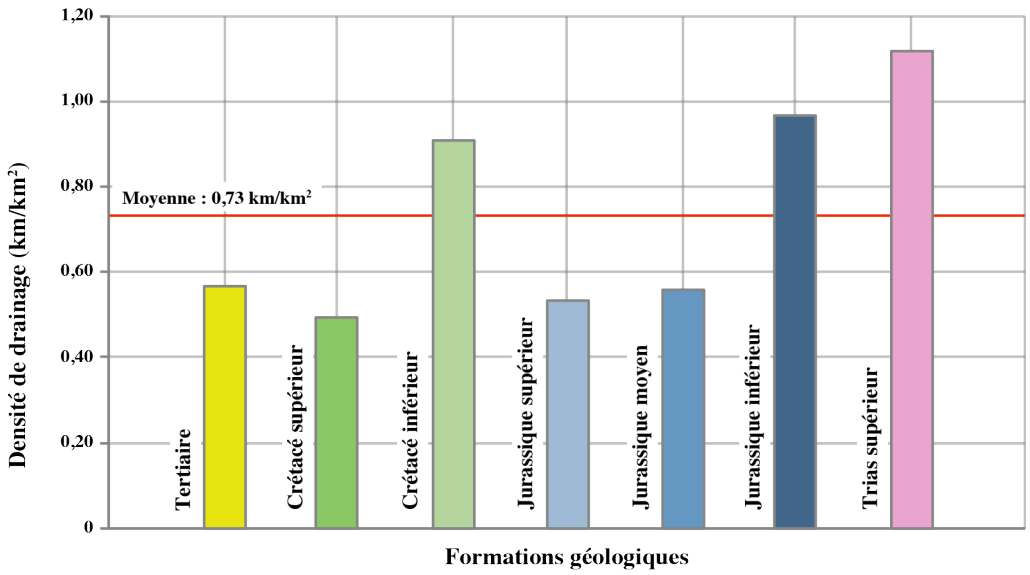


Figure 1.3 : Densité de drainage des différentes formations géologiques de l'est du Bassin de Paris.

Les formations géologiques tertiaires composées de sables, d'argiles, de marnes et de calcaires possèdent une densité de drainage de 57 km/km², relativement semblable à celles observées au niveau des formations secondaires du Jurassique supérieur (0,53 km/km²) et moyen (0,55 km/km²) constitués de calcaires, de marnes et d'argiles. Les formations géologiques du Crétacé inférieur, du Jurassique inférieur et du Trias supérieur possèdent les densités de drainage les plus importantes, comprises entre 0,90 km/km² et 1,12 km/km². C'est donc au niveau de ces formations principalement argileuses, marneuses et calcaires que le réseau hydrographique est le mieux développé, dans l'est du Bassin de Paris (Fig. 1.3).

Le site des Marais de Saint-Gond s'inscrit donc dans l'interfluve Marne/Aube. Ces deux cours d'eau constituent les axes de drainages principaux et possèdent un cours cataclinal qui recoupe les formations tertiaires à l'ouest. L'Aube et la Marne drainent chacune 5 cours d'eau qui possèdent des cours orthoclinaux, anaclinaux ou cataclinaux (Tab. 1.1).

Bassin-versant de l'Aube	**Bassin-versant de la Marne**
Choisel	Petit-Morin
Vaure-Superbe	Somme-Soude
Herbissonne	Berle
Huîtrelle	Pisseleu
Puîts	Coole

Tableau 1.1 : Cours d'eau et bassin-versant associés dans l'interfluve Marne/Aube.

Le Petit-Morin, qui draine la zone humide des Marais de Saint-Gond possède un tracé cataclinal et conflue avec la Marne 50 km à l'ouest, au niveau de la Ferté-sous-Jouarre.

1.1.3. Les Marais de Saint-Gond : L'interface entre deux régions

Le site des Marais de Saint-Gond, constitue l'interface entre deux régions, ou Pays, que sont la Brie champenoise et la Champagne crayeuse (Fig. 1.4). Ces deux Pays sont séparés par le front de la côte d'Ile-de-France au niveau de la percée cataclinale du Petit-Morin, cours d'eau drainant la zone humide.

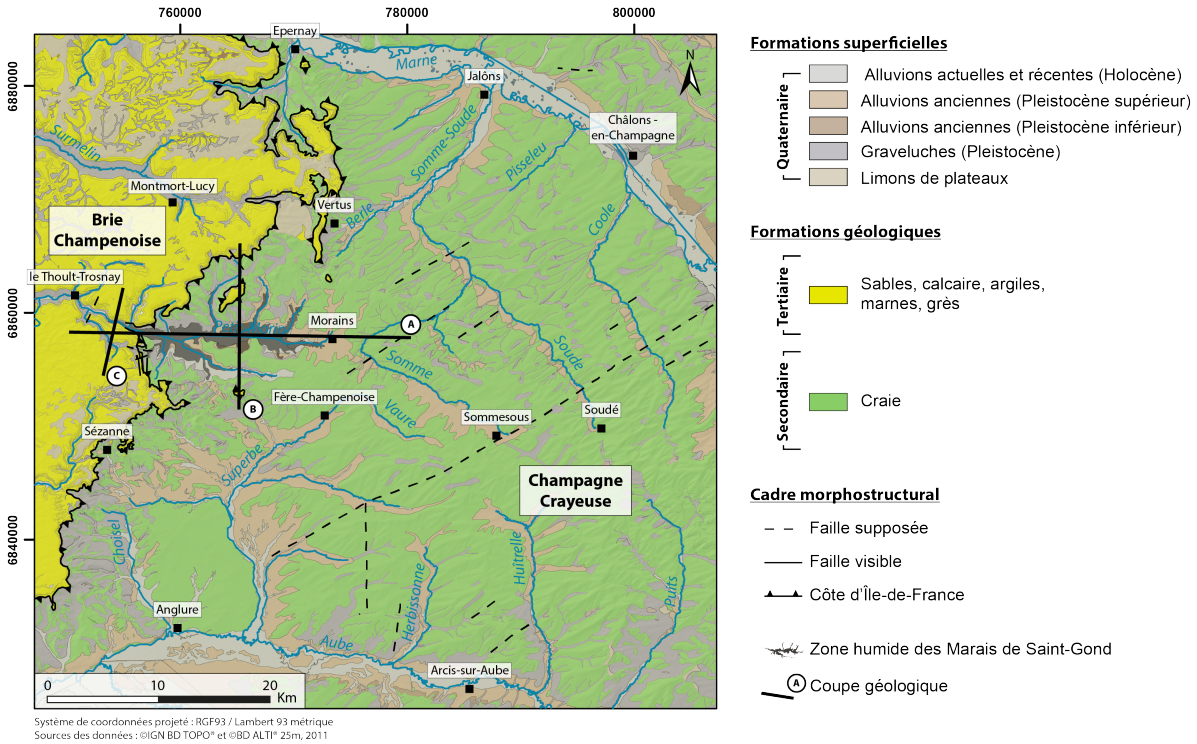


Figure 1.4 : Localisation du site des Marais de Saint-Gond sur l'interfluve Marne/Aube.

- **La Champagne crayeuse**

Ce vaste plateau crayeux, correspondant à une partie du revers de la côte de Champagne est délimité au nord par la vallée de l'Aisne, à l'est par la Champagne humide et le Perthois, au sud par la région de Troyes et à l'ouest par le front de la côte d'Ile-de-France. Ce Pays fait partie des plus importantes régions agricoles françaises, où l'on y cultive des céréales, des oléagineux, des betteraves à sucres, etc...

- **La côte d'Île-de-France**

Le front de la côte d'Île-de-France domine d'une centaine de mètres le plateau de la côte de Champagne et s'étend du nord de Reims jusqu'à la vallée de la Seine. Tout le long de ce front de côte se trouve le vignoble champenois et notamment celui de la Montagne de Reims et de la côte des Blancs.

- **La Brie Champenoise**

La Brie se caractérise par de grands plateaux très humides et par la présence de nombreux plans d'eau, rendus possible grâce à l'affleurement des argiles à meulières sur l'ensemble de la partie sommitale des plateaux. La Brie Champenoise domine le revers de la côte de Champagne (Champagne crayeuse) et est délimitée au nord par la vallée de la Marne, à l'est par le front de la côte d'Ile-de-France, au sud par la vallée de la Seine et à l'ouest par la région de Meaux. C'est une région principalement agricole où la culture du blé et de la betterave à sucre domine et où l'on retrouve également de l'élevage.

1.2. Cadre morphostructural du site des Marais de Saint-Gond

1.2.1. Lithologie des assises secondaires et tertiaires

Les Marais de Saint-Gond étant situés à l'interface du plateau de la Champagne crayeuse et des formations tertiaires qui constituent la côte d'Île-de-France, il semble important d'évoquer rapidement la lithologie des assises secondaires et tertiaires du secteur d'étude avec l'aide des cartes géologiques et de leurs notices (Laurain et Meyer, 1986 ; Hatrival, 1988 ; Megnien, 1977 ; Gogel *et al*, 1965).

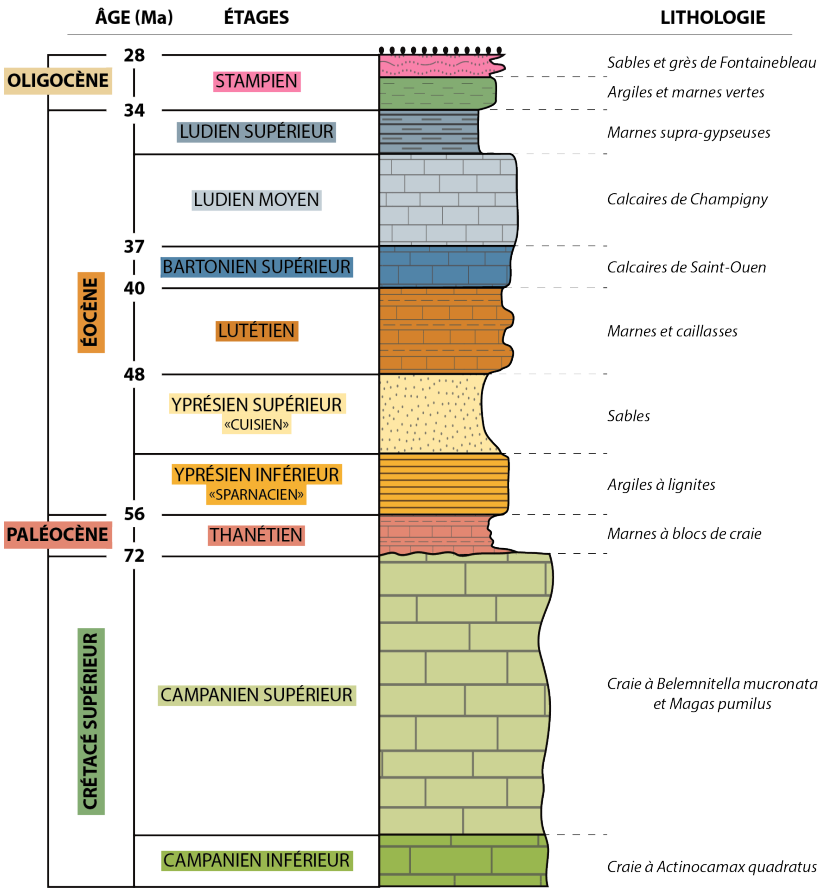


Figure 1.5 : Log lithostratigraphique au niveau des Marais de Saint-Gond.

- **La craie du Campanien**

La craie du Campanien, supérieur et inférieur, représente les terrains les plus anciens affleurant sur le site des Marais de Saint-Gond (Fig. 1.5). C'est une craie blanche, homogène, tendre à grains très fins dans laquelle il existe localement quelques niveaux de silex (Congy, Loisy, Vert-la-Gravelle, ...) (Lasseur, 2007). La Craie occupe toute la partie orientale du secteur d'étude et peut atteindre la côte de 220 m d'altitude sur le front de côte ainsi que sur la Butte de Toulon et le Mont Aout (Fig. 1.6).

- **Les sables, argiles et marnes du Thanétien**

Ces formations reposant en discordance sur la craie possèdent des épaisseurs très variables en fonction du secteur (Fig. 1.6). On retrouve très localement des petits niveaux d'argiles de décalcification et des argiles sableuses blanchâtre à *Microcodium*. Des niveaux sableux sont également identifiés localement. Des marnes crayeuses gris clairs, où marnes à blocs de craie, possèdent des épaisseurs allant de 0 à 12 m et correspondent aux altérites de la craie sous-jacente.

- **Les argiles et marnes de l'Yprésien inférieur – Faciès « *Sparnacien* »**

Hormis l'affleurement très localisé des formations thanétiennes, cette formation constitue bien souvent la première couche tertiaire reposant sur la craie. Elle est disposée régulièrement au pied de la côte d'Île-de-France et dans le fond de la vallée du Petit-Morin. La base de l'Yprésien inférieur est composée de petits niveaux sableux et argileux puis la partie supérieure devient clairement argileuse avec des niveaux argileux plus ou moins calcaires et des niveaux riches en lignites qui ont donné lieu à une exploitation en carrières souterraines notamment sur les communes de Mondement et de Talus-Saint-Prix. Cette formation est en grande partie responsable des mouvements de terrains observés dans le vignoble champenois et beaucoup de surfaces de ruptures se trouvent dans l'Yprésien inférieur (Simon, 2000 ; Bollot et al., 2014 ; Bollot, 2014).

- **Les sables de l'Yprésien supérieur – Faciès « *Cuisien* »**

Cette formation sableuse est représentée dans sa partie inférieure par des sables assez grossiers, mal triés et généralement roux et jaunes. La partie supérieure est quant à elle composée de sables plus fins, bien triés et blanchâtres. Pouvant atteindre jusqu'à 10 m d'épaisseur, cette formation fut exploitée dans plusieurs petites carrières autour des Marais de Saint-Gond (Talus-Saint-Prix, Villevenard). Les sables de l'Yprésien supérieur affleurent au sommet de la Butte de Toulon et sont recouverts directement par les argiles à meulières. Localement ils peuvent être surmontés par une couche d'argile grise ou brun de 1 m d'épaisseur (« *Argiles de Laon* »).

- **Les formations du Lutétien**

Le Lutétien est représenté par un ensemble homogène marqué par de fréquentes variations de faciès. De manière générale, cette formation est constituée de Marnes et caillasses, dont l'épaisseur peut varier entre 10 et 40 m. Ce niveau comporte des marnes et des argiles vertes, grises, blanches voire jaunes, en alternance avec des bancs calcaires décimétriques (Bollot, 2014).

- **Les formations du Bartonien**

Au nord des Marais de Saint-Gond, le Bartonien est difficile à identifier car il est constitué d'une succession de marnes, d'argiles, de sables et de calcaires, dans la continuité des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur. Le Bartonien est mieux représenté au sud des Marais de Saint-Gond et se caractérise par des calcaires massifs lacustres pouvant être légèrement silicifiés vers le sommet et pouvant atteindre 20 m d'épaisseur (« *Calcaires de Saint-Ouen* »).

- **Les formations du Ludien**

Dans la partie sud du secteur d'étude, le Ludien est bien identifié et est représenté par des calcaires blancs, siliceux pouvant atteindre 20 m d'épaisseur. Ce faciès des « *Calcaires de Champigny* » repose suivant les cas sur les « *Calcaires de Saint-Ouen* », sur les marnes et

caillasses du Lutétien ou même sur l'Yprésien supérieur. Dans certains secteurs, ces formations sont surmontées par des marnes supra-gypseuses, qui affleurent rarement.

- **Les argiles et les sables du Stampien**

Les formations argileuses stampiennes sont de couleur verte, discontinues et peu épaisses (entre 0,5 et 1 m). Ce niveau, quoique peu épais joue un rôle hydrogéologique important car il participe à l'apparition de sources, marécages et l'apparition du réseau hydrographique situé sur le revers de la côte d'Île-de-France. Cette formation repose sur le Ludien, le Bartonien, l'Yprésien supérieur et même la craie (Mont Août). Le Stampien est également représenté par des sables fins, azoïques et argileux (« *Sables de Fontainebleau* ») auxquels sont associés des blocs de grès aux dimensions plus ou moins importantes (20 cm à 2 m).

1.2.2. Stratigraphie et variation de faciès

La région des Marais de Saint-Gond se situe dans une structure monoclinale caractérisée par un pendage vers l'ouest très faible de l'ordre de 1 à 2% (Fig. 1.6A). Les formations tertiaires reposent en discordance sur la craie campanienne, dont le toit constitue une surface d'érosion irrégulière, exhumée jusqu'à la transgression marine du Thanétien (Bollot, 2014). L'irrégularité de la surface d'érosion induit donc des lacunes de sédimentation des formations thanétiennes qui n'apparaissent pas systématiquement autour des Marais de Saint-Gond (Fig. 1.6A-B).

Sur un espace relativement réduit, on observe une importante variation des faciès géologiques qui s'explique par les multiples phases de transgression et de régression marine survenues durant la période Tertiaire. La côte d'Île-de-France constitue la limite la plus orientale de sédimentation des différents faciès tertiaire, de ce fait certaines formations géologiques n'affleurent pas à un endroit mais peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres quelques kilomètres plus à l'ouest. C'est le cas notamment pour les « *Calcaires de Champigny* » qui n'apparaissent pas au niveau de la Butte de Toulon (Fig. 1.6B) et qui affleurent à l'aval des Marais de Saint-Gond (Fig. 1.6C)

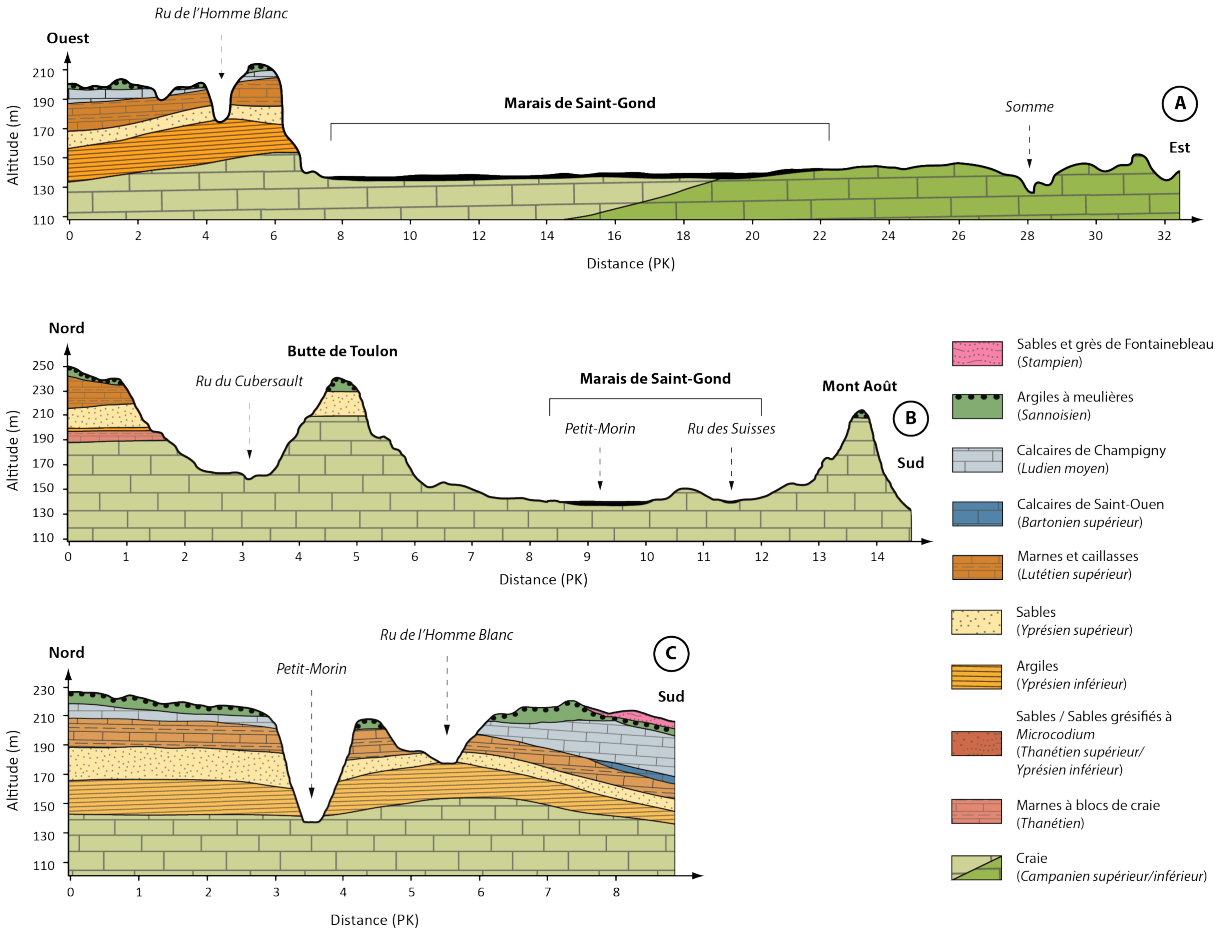


Figure 1.6 : Coupes géologiques est/ouest et nord/sud au niveau des Marais de Saint-Gond.

1.2.3. Les formations superficielles

Le substrat essentiellement crayeux et surtout, l'ensemble des conditions climatiques qui se sont succédées dans la région durant le Quaternaire ont produit d'importantes formations superficielles qui drapent les plateaux, les versants et les fonds de vallée. En effet, les plateaux sont recouverts de formations superficielles qui résultent de processus éoliens et chimiques intervenus durant le tertiaire et le quaternaire, les versants sont affectés par d'épais remblaiements de matériaux déplacés qui peuvent atteindre plus de 10 m d'épaisseur. Enfin, les fonds de vallée sont affectés par des processus de dépôts alluviaux depuis le Quaternaire. L'observation des formations géologiques affleurantes et des éventuelles anciennes terrasses alluviales est rendue difficile par l'importance de ces formations superficielles.

1.2.3.1. Les formations de plateaux

L'ensemble des plateaux tertiaires du secteur d'étude sont recouverts par une formation résiduelle argileuse généralement rouge, plus ou moins meulièrisée. Ces éléments présentent des faciès variés allant de massif à celluleuse ou spongieuse et peuvent se présenter sous la forme d'un sable de meulière ou au contraire atteindre 3 m^3 pour les blocs les plus imposants, et souvent utilisés pour la fabrication de meules (Fronteau *et al*, 2014). Cette couverture argileuse contribue à l'imperméabilisation du plateau de Brie et permet le développement du réseau hydrographique et de nombreux plans d'eau. Les formations de plateau sont pour l'essentiel recouvertes de limons lœssiques qui peuvent atteindre cinq mètres d'épaisseur (Dewolf et Pomerol, 1997).

1.2.3.2. Les formations colluviales

Le bord des plateaux et les versants des vallées et vallons de la région ont été soumis à l'érosion en période périglaciaire et les produits dissociés du substratum se sont accumulés dans la partie basse des versants (Laurain *et al*, 1995, 1997). La dominance de formations calcaires dans la région rend plus sensible les roches à la météorisation mécanique liée au froid et aux alternances gel/dégel intervenues au cours des épisodes froids du Quaternaire. La nature des colluvions, principalement transportées par solifluxion, est en relation directe avec les formations du haut de versant qui les alimentent. Dans la partie tertiaire du secteur d'étude on retrouve les colluvions sous formes de petits blocs calcaires de taille centimétriques à décimétriques provenant des couches supérieures dans une matrice limono-argileuse à marneuse. Dans la partie crayeuse du secteur d'étude, les colluvions sont légèrement moins épaisses et plus homogènes. Elles sont constituées par l'accumulation de fragments et de blocs de craie liés dans une matrice limono-calcaire. Dans plusieurs secteurs et notamment dans la partie occidentale des Marais de Saint-Gond, il arrive que les colluvions de bas de versant soient étalées et mélangées aux alluvions de fond de vallée.

1.2.3.3. Les formations alluviales

L'ensemble des fonds de vallées sont composés de formations alluviales quaternaires plus ou moins récentes. Les niveaux les plus anciens sont constitués de graviers anguleux provenant de la gélifraction de la craie et de sables calcaires plus ou moins argileux (Radet et Mantelet, 1939 ; Dutil et Ballif, 1968). Leur épaisseur est très irrégulière et est de l'ordre de 2 à 4 mètres mais peut atteindre une dizaine de mètres dans certains secteurs. Ces formations alluviales anciennes peuvent faire apparaitre des niveaux de terrasses alluviales qui témoignent des différentes phases d'incision intervenues au Quaternaire (Lejeune, 2005) et contribuent à la datation relative de ces dépôts (Harmand, 1995). Les formations alluviales les plus récentes sont constituées essentiellement de limons argileux plus ou moins organiques et reposent sur les sables graveleux des alluvions anciennes. L'épaisseur de ces dernières n'est pas très importante car elle n'excède que rarement 1 mètre de profondeur à l'exception des Marais de Saint-Gond où ces remplissages peuvent atteindre plusieurs mètres et sont composés de niveaux tourbeux.

1.2.4. La fracturation

Le site des Marais de Saint-Gond, et plus largement l'interfluve Marne/Aube est affecté par un pendage général des couches de l'ordre de 0,5 % vers le centre du Bassin de Paris. Quelques failles sont bien identifiées dans la craie et sont pour la plupart orientées NE-SW avec un compartiment nord-ouest abaissé. La plus significative est la faille de Sommesous (Fig. 1.4) qui présente une orientation NE-SW et qui traverse quasiment l'intégralité de l'interfluve. C'est également le compartiment nord-ouest qui est abaissé et le rejet de cette faille est d'une dizaine de mètres au nord-est et atteint 35 mètres au sud. D'autres failles sont présentes au niveau de Clamanges (à l'est de Morains) et dans la vallée de la Somme-Soude (Fig. 1.4) et possèdent la encore une orientation NE-SW et un rejet d'une vingtaine de mètres. Il existe également dans la craie de nombreuses diaclases verticales se présentant selon des directions NE-SW et NW-SE (Mégnien, 1977 ; Allouc, 2013).

Les formations tertiaires possèdent un pendage de l'ordre de 1 % vers le centre du Bassin de Paris et quelques failles parallèles sont observées au sud-ouest des Marais de Saint-Gond est possèdent une orientation approximativement N-S. Une faille est également observée à l'est du Thoult-Trosnay et possède un rejet d'une quinzaine de mètres et d'une orientation NNE-SSW (Hatrival *et al*, 1988).

1.3. Cadre hydrogéologique et climatique

Le cadre morphostructural de la région des Marais de Saint-Gond, à l'interface entre le revers de la côte de Champagne et le plateau d'Île-de-France s'avère être complexe et hétérogène et de ce fait détermine des conditions hydrogéologiques particulières. En effet, on retrouve un important aquifère principal, des nappes perchées et des niveaux aquicludes.

1.3.1. Les différents niveaux aquifères

1.3.1.1. L'aquifère de la craie

L'aquifère de la craie constitue l'aquifère principal de la région et alimente en eau potable la grande majorité des communes. Malgré une porosité totale de 40 %, la porosité efficace de la craie est inférieure à 1 % (Barbin *et al*, 1993) du fait de sa structure vacuolaire qui ralentit les circulations internes dans l'aquifère. L'aquifère de la craie se compose en réalité de 2 réservoirs. Les 20 à 30 premiers mètres étant affectés par une fracturation plus importante (détente mécanique), la partie affleurante du réservoir possède une plus forte porosité et une meilleure productivité. A l'inverse, en profondeur, la craie est beaucoup moins fissurée et détermine un second réservoir avec une micro-porosité et une productivité extrêmement faible (Devos, 2010). Si l'aquifère de la craie se développe en théorie sur 400 m de profondeur jusqu'à la craie marneuse du Turonien moyen, le mur de l'aquifère est en réalité attribué aux niveaux crayeux du Coniacien situé à 40 mètres de profondeur.

La nappe de la craie est considérée comme une nappe libre, drainée par les cours d'eau en relation avec leur nappe alluviale. Selon la nature des formations alluviales, la nappe peut devenir captive ou semi-captive sous les alluvions. Enfin, la nappe de la craie devient véritablement captive vers l'ouest, sous les formations tertiaires et plus particulièrement sous les niveaux argileux de l'Yprésien inférieur (Fig. 1.7).

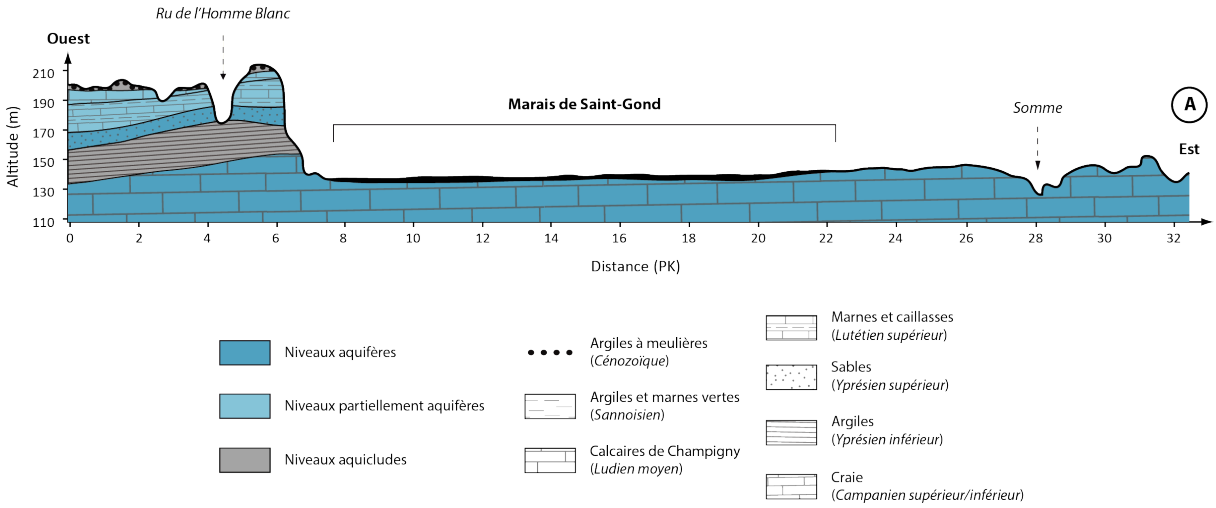


Figure 1.7 : Coupe des différents niveaux aquifères au niveau du site des Marais de Saint-Gond.

1.3.1.2. L'aquifère des sables de l'Yprésien supérieur

La multitude de formations tertiaires présentent au-dessus du réservoir de la craie forme un ensemble de réservoirs plus ou moins importants.

L'un des aquifères principaux est celui des sables de l'Yprésien supérieur (dans certains cas les sables de l'Yprésien inférieur également) dont l'épaisseur moyenne de la formation et sa nature sableuse en font un aquifère capacitif. L'alimentation de la nappe se fait par l'impluvium direct à partir des affleurements en l'absence de toit imperméable (argiles de Laon) ou bien par déversement ou drainance des niveaux semi-perméables sus-jacents. Cet aquifère devient très rapidement captif, sous recouvrement des marnes et caillasses du Lutétien supérieur (Fig. 1.7). Ce dernier produit également de nombreuses sources sur le front de côte avec des débits relativement faibles (quelques l/s) mais si ces derniers peuvent être accrus lorsque les sables sont en communication hydraulique avec les calcaires du Lutétien (SIGES, Seine Normandie, 2018). Le mur de cet aquifère perché correspond aux niveaux argileux de l'Yprésien inférieur sous-jacent.

1.3.1.3. L'aquifère des formations du Lutétien supérieur - Ludien

Les formations marno-calcaire semi-perméables du Lutétien supérieur (Marnes et caillasses) sont assimilées à un aquifère multicouche perché et constituent également des réserves en eau non négligeables. Dans certains secteurs, au-dessus des formations lutétiennes, les calcaires de Champigny du Ludien moyen complètent le système multicouche et sont même karstifiés lorsque l'épaisseur de la formation le permet (Thoult-Trosnay). L'ensemble de ces aquifères sont drainés par la vallée du Surmelin au nord, par le Petit-Morin au Sud et par les nombreux affluents de la côte d'Île-de-France. Cet aquifère est lui aussi capté pour l'alimentation en eau potable de nombreuses communes situées sur le front de côte.

Localement, les formations de couvertures comme les argiles à meulières et les limons de plateaux peuvent constituer des aquifères peu capacitifs.

1.3.2. Cadre climatique de l'interfluve

Le climat de la région des Marais de Saint-Gond et plus généralement de l'interfluve Marne/Aube est un climat tempéré, océanique dégradé de plaines (climat de type 3 ; Joly, 2010) (Fig. 1.8).

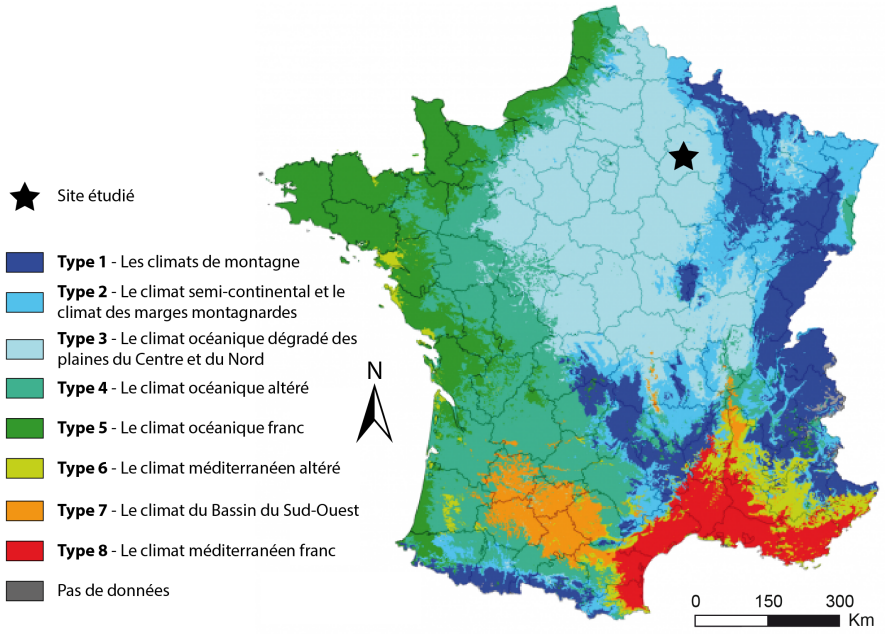


Figure 1.8 : Typologie climatique du territoire français en 8 classes selon Joly, 2010.

Ce climat affecte l'ensemble du Bassin de Paris et se caractérise par des températures intermédiaires (environ 11°C de moyenne annuelle) et des valeurs de précipitations relativement faibles (moins de 700 mm de cumul annuel). La variabilité interannuelle des précipitations est minimale tandis que celle des températures est plus élevée (Joly, 2010) (Fig. 1.9).

L'interfluve n'est donc pas affecté par une saisonnalité pluviale, en revanche, on observe une saisonnalité thermique avec une saison chaude et une saison froide bien identifiées. Ce type de caractéristique climatique conditionne un régime hydrique généralement à 4 saisons hydriques bien marquées :

- Surplus hydrique
- Vidange de la réserve utile du sol
- Déficit hydrique (qui nécessite de l'irrigation dans la région)
- Recharge de la réserve utile du sol

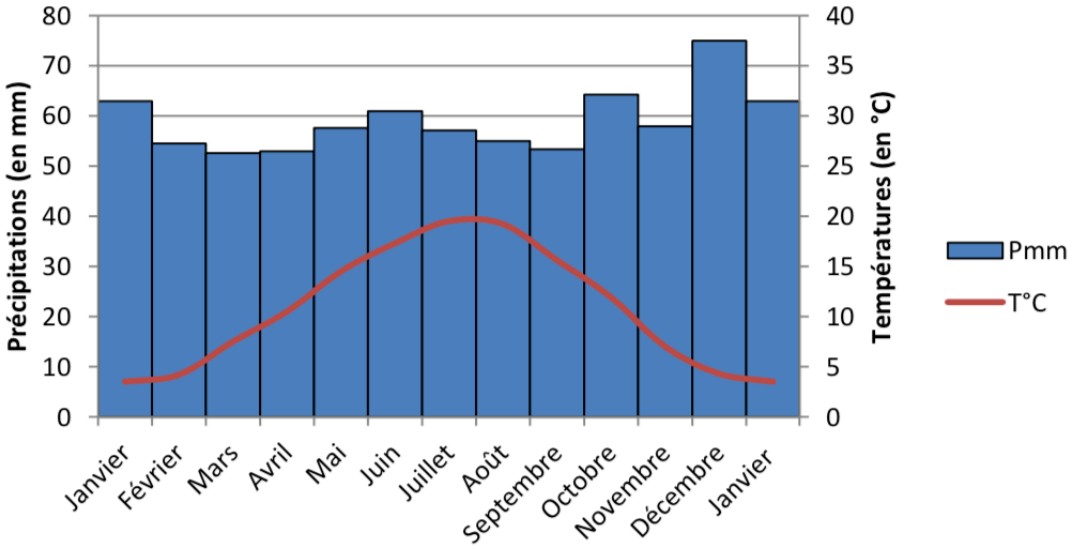


Figure 1.9 : Diagramme ombrothermique d'Épernay, période 1983-2013 (données CIVC, d'après Bollot, 2014).

Dans ce type de milieu le bilan hydrologique s'avère théoriquement équilibré mais marqué par l'indigence des écoulements (< 150 mm selon Pardé). Les faibles valeurs annuelles et saisonnières des précipitations sur l'interfluve Marne/Aube déterminent des dynamiques d'écoulement très faibles qu'on retrouve également à l'échelle des épisodes hydrologiques. Cette faible dynamique est exacerbée car la nature filtrante de la craie dénuée de couverture

semi ou imperméable lisse considérablement les événements climatiques par une reconstitution et une vidange aquifère lente (crues de nappe). De plus les reliefs peu contrastés dans l'auréole de la craie encouragent cette dynamique. Toutefois, lors de conditions climatiques exceptionnelles (Petit-Âge glaciaire, fin du XVIII$^{ème.}$, fonte du tapis nival sur sol gelé) des conditions de plus fortes énergies peuvent se développer exceptionnellement.

Une analyse climatique détaillée de l'ensemble de l'interfluve sera réalisée dans le chapitre 6.

Conclusion du chapitre 1

Situés dans une région de bas plateaux calcaires et à l'interface entre la Brie Champenoise et la Champagne crayeuse, les Marais de Saint-Gond s'inscrivent sur l'interfluve Marne/Aube, au pied de la côte d'Île-de-France. Géologiquement, le site d'étude repose principalement sur un substrat crayeux hormis dans sa partie ouest où le front de la côte d'Île-de-France laisse affleurer des formations tertiaires à la nature assez variée (sables, argiles, grès, calcaires, marnes).
Cette vaste zone humide de l'ordre de 2 500 hectares que constitue les Marais de Saint-Gond s'inscrit dans un milieu où l'infiltration prime et où le réseau hydrographique est relativement peu développé. Toutefois, les Marais de Saint-Gond, tout comme la quasi-totalité du secteur d'étude sont alimentés en eau par la nappe de craie qui constitue le réservoir régional le plus important. Des niveaux de sources locales, situés sur le front de côte, dans les sables de l'Yprésien supérieur ou encore dans les formations du Lutétien supérieur et du Ludien peuvent également être considérés.

Dans une région essentiellement crayeuse et par conséquent de nature filtrante, à l'exception de la côte d'Île-de-France, et où les faibles précipitations annuelles relativement bien réparties au cours de l'années déterminent des dynamiques d'écoulement très faibles, il semble essentiel de se demander quels peuvent être les différents facteurs qui expliquent la présence d'une vaste zone humide et qui dictent le comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond et plus largement de l'interfluve Marne/Aube.

Afin de répondre au mieux aux différentes problématiques évoquées précédemment, des démarches méthodologiques, fondamentalement géographiques et originales sont entreprises. Ces dernières croisent des approches multicritères (hydrologiques, géomorphologiques, piézométriques, géophysiques…) à différentes échelles spatiales allant de l'interfluve jusqu'à la parcelle et permettent potentiellement, d'identifier les facteurs structurant la dynamique hydrologique des Marais de Saint-Gond de l'échelle régionale à l'échelle de quelques hectares. Quant à l'approche temporelle, elle devrait permettre d'identifier et de décrire les grands changements intervenus sur l'interfluve Marne/Aube ainsi qu'au niveau des Marais de Saint-Gond au cours des 200 000 dernières années.

2.1. Approche spatiale

Afin d'identifier et de comprendre les modes d'alimentation en eau des Marais de Saint-Gond il semble nécessaire d'inscrire ces derniers dans un contexte spatial plus large puis d'affiner progressivement l'échelle d'analyse. L'objectif étant d'identifier quels peuvent être les facteurs structurant les écoulements en fonction de l'échelle choisie.

2.1.1. L'interfluve Marne/Aube

Afin d'identifier et de comprendre les modes d'alimentation en eau des Marais de Saint-Gond, il s'avère indispensable d'inscrire cette vaste zone humide dans l'interfluve Marne/Aube, d'une superficie de l'ordre de 1 750 km^2. L'objectif est d'obtenir des informations au sujet de sa géologie, de sa géomorphologie, de l'organisation de son réseau hydrographique, de sa piézométrie ou encore de ses caractéristiques climatologiques. Toutefois, cet espace semble trop important pour en dégager des éventuelles particularités locales. C'est pourquoi il est nécessaire de choisir une échelle d'analyse plus fine.

2.1.2. Les bassins-versants

L'interfluve Marne/Aube étant composé d'une dizaine de bassins-versants, dont celui du Petit-Morin supérieur (Marais de Saint-Gond), il est possible en fonction de l'équipement hydrométrique et pluviométrique d'obtenir des informations relatives à hydrométrie (analyses

aux stations hydrométriques) ou encore de réaliser des bilans hydrologiques ou hydriques. L'ensemble des informations pouvant être obtenues au niveau des bassins-versants devront tout de même être relativisées car les résultats représentent une situation à l'exutoire du bassin-versant et par conséquent lissent l'ensemble des éventuelles disparités d'écoulements à l'intérieur de ce dernier. A l'échelle du bassin-versant des Marais de Saint-Gond, une étude diachronique de la zone humide sera entreprise.

2.1.3. Les bassins-versants élémentaires

La division des bassins-versants en plusieurs bassins-versants élémentaires (+/- 20 km^2) (Patin, 2016) permet de travailler sur une échelle d'analyse beaucoup plus fine et surtout de mettre en valeur d'éventuelles disparités d'écoulements au sein même d'un bassin-versant. Cette méthode de travail à cette échelle, jumelée avec des mesures hydrologiques ou des paramètres physico-chimiques permet d'obtenir des profils hydrologiques, de spatialiser les écoulements et les températures et conductivités au niveau du Petit-Morin et sur l'ensemble des cours d'eau de l'interfluve.

2.1.4. Les tronçons de cours d'eau

A l'intérieur des bassins-versants élémentaires, d'autres informations comme des profils topographiques transversaux, des sondages ou des profils de remplissages alluviaux sont également réalisés. L'échelle d'analyse se situe cette fois à l'échelle du tronçon du cours d'eau et offre des informations précises pouvant être mises en relation avec les données hydrologiques ou physico-chimiques précédentes.

2.1.5. La parcelle

Enfin, l'échelle la plus fine utilisée dans le cadre de cette étude ne représente que quelques hectares. A cette échelle, l'objectif est d'identifier l'organisation spatiale des remplissages alluviaux via une cartographie des résistivités électriques. Initialement, une cartographie des pressions hydrostatiques devait permettre de visualiser les échanges au sein de la zone hyporhéique. Malheureusement, faute d'accord avec les propriétaires cette démarche a dû être abandonnée.

2.2. Approche temporelle

La méthodologie de travail adoptée lors de cette étude s'organise selon une approche temporelle ayant pour objet d'identifier les processus à l'origine des Marais de Saint-Gond et de leur évolution du Pléistocène jusqu'à nos jours. Pour cela, 4 grandes périodes sont étudiées.

2.2.1. Le Pléistocène

L'objectif est de comprendre l'organisation du réseau hydrographique au cours du Pléistocène et plus particulièrement d'identifier les potentielles réorganisations hydrographiques intervenues sur l'interfluve Marne/Aube. En effet, il semble primordial d'étudier les mécanismes et la chronologie de la capture de la Somme-Morin afin de voir en quoi cette dernière peut éventuellement impacter les conditions d'écoulements de l'interfluve et/ou des Marais de Saint-Gond. C'est également au cours de cette période que l'incision des vallées a déterminé des niveaux de terrasses alluviales pouvant s'avérer utiles dans la compréhension des dynamiques de l'interfluve et de la datation de la capture hydrographique.

2.2.2. Le Tardiglaciaire et l'Holocène

Au cours de cette période représentant les 20 000 dernières années, de nombreuses formations alluviales de natures très diversifiées se sont déposées dans les fonds de vallées aux rythmes des périodes froides et des périodes de réchauffement. L'étude de l'organisation spatiale, de la géométrie et de la nature de ces formations s'avère importante car l'ensemble de ces éléments sont susceptibles d'impacter les conditions d'écoulement.

2.2.3. L'échelle historique

Comme évoqué précédemment, les Marais de Saint-Gond ont depuis presque toujours été un bassin de vie (dès le Néolithique). Par conséquent, l'empreinte des occupations humaines et des politiques de gestion se doit d'être étudiée afin d'identifier l'impact de l'Homme sur les écoulements du Petit-Morin et surtout sur la superficie de la zone humide des Marais de Saint-Gond.

2.2.4. L'échelle contemporaine

A cette échelle il est possible d'obtenir des informations relatives au comportement hydrologique contemporain des cours d'eau mais également piézométrique. Ces analyses contemporaines et actuelles permettent d'identifier clairement quelles sont les dynamiques qui dictent les écoulements au niveau de la zone d'étude mais aussi de mettre en valeur les héritages du passé.

2.3. Approche multicritère

Les deux approches, spatiale et temporelle, présentent l'originalité de croiser de nombreuses méthodes ou démarches de nature différentes, mentionnées ci-dessous (Fig. 2.1) :

- La première méthode est très basique et repose sur une analyse de la topographie de l'interfluve *via* l'utilisation du **M**odèle **N**umérique de **T**errain (MNT) du secteur à l'aide de l'outil SIG. Cette démarche permet d'extraire des profils topographiques ou encore de cartographier les pentes.
- Le réseau hydrographique de l'interfluve est également digitalisé et intégré à la base de données SIG afin de pouvoir réaliser les profils hydrologiques de l'ensemble des cours d'eau du secteur.
- La méthode géologique est également très simple et repose sur la digitalisation des formations géologiques de l'interfluve afin de déterminer le substrat présent dans les bassins-versants mais aussi de cartographier les formations superficielles et notamment les formations alluviales déjà identifiées sur les cartes géologiques actuelles et anciennes.
- Ces informations relatives à la géologie sont complétées par une démarche géomorphologique ayant pour objet d'identifier les formes de terrain, les formations superficielles ainsi que les processus responsables de leur mise en place au niveau des Marais de Saint-Gond et du coude de capture hydrographique. Une cartographie des terrasses alluviales est également réalisée ainsi que des profils. Afin d'obtenir des informations au sujet de la répartition spatiale, de la nature et de la géométrie des remplissages, des sondages stratigraphiques sont réalisés.
- La piézométrie de l'interfluve est également étudiée et traitée grâce à l'outil SIG. Cela permet d'obtenir une cartographie des basses-eaux et des hautes-eaux piézométriques mais également de produire une cartographie du gradient piézométrique (pente piézométrique).

- Les données hydrologiques représentent une part importante dans la démarche de travail. En effet, les analyses aux stations hydrométriques, les débits bruts et spécifiques ainsi que la cartographie des rendements hydrologiques offrent des informations précieuses quant aux dynamiques d'écoulement. Des paramètres physico-chimiques (conductivité et température) sont également mesurés.

- Une démarche géophysique permet quant à elle d'obtenir des valeurs de résistivité électrique des sols à des profondeurs différentes.

- Enfin, une approche diachronique sous SIG est réalisée grâce à l'exploitation de plans, de cartes anciennes, de photographiques aérienne et d'images satellites.

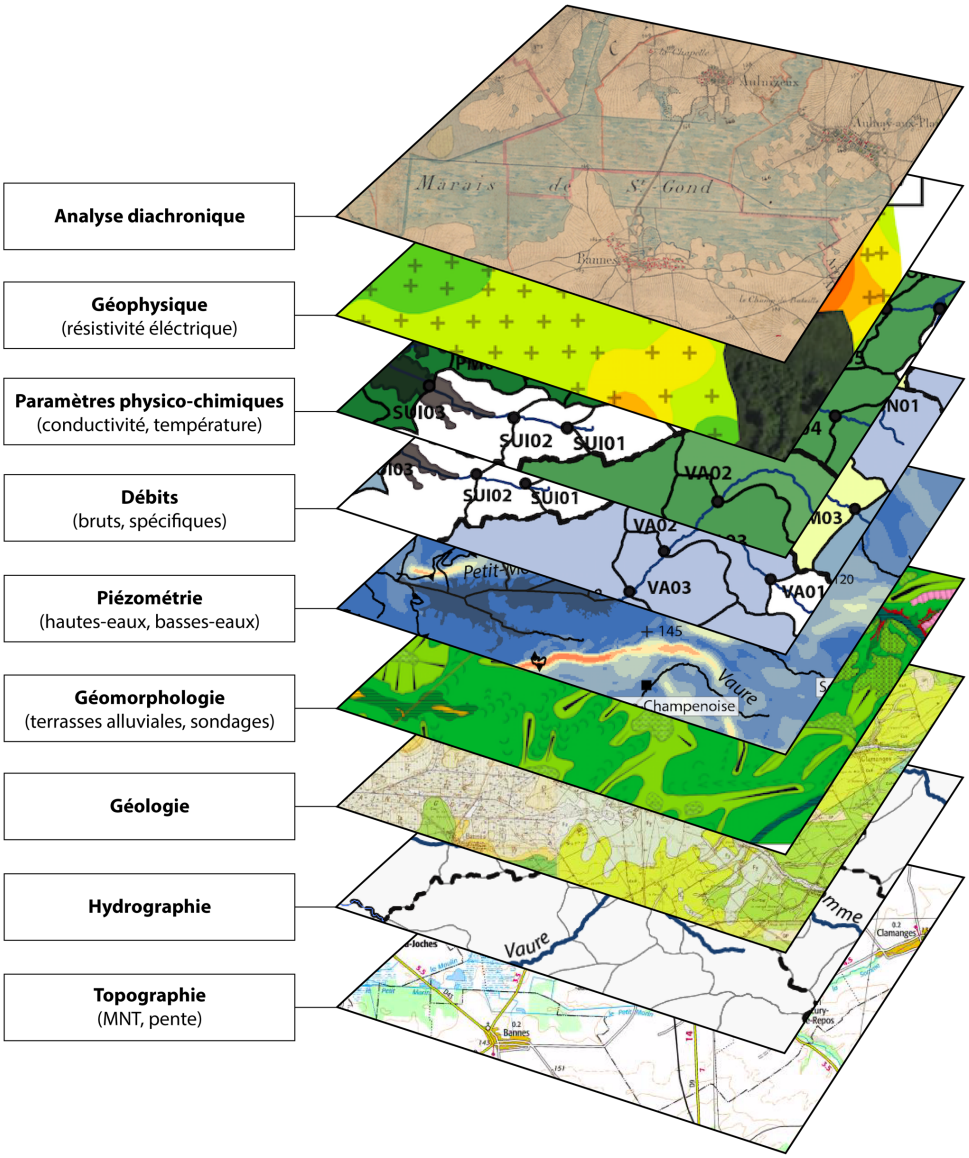


Figure 2.1 : Méthodologie de l'approche multicritère.

2.4. Approche instrumentale

L'acquisition des données nécessaires à l'approche multicritères précédemment décrite est rendue possible *via* des campagnes de mesures directement sur le terrain sur l'ensemble de l'interfluve (Fig. 2.2,) mais également par des analyses en laboratoire.

2.4.1. Approche instrumentale de terrain

Au niveau des Marais de Saint-Gond, au total 93 sondages sont exploités (**B**anque du **S**ous-**S**ol (BSS), BRGM) et/ou réalisés à la tarière manuelle ou au carottier russe. L'ensemble de ces sondages sont spatialisés sous SIG et permettent d'obtenir des informations au sujet de l'épaisseur des formations alluviales et de la nature des remplissages alluviaux. Une fois l'ensemble des sondages analysés, il est possible de construire un profil longitudinal tout le long du tracé du Petit-Morin, de sa source à Morains jusqu'à l'exutoire à Talus-Saint-Prix. De plus, 6 profils transversaux sont réalisés dans différents secteurs des Marais de Saint-Gond. Les différents profils permettent de déterminer la géométrie des remplissages alluviaux et complètent la démarche géomorphologique.

Concernant la démarche hydrologique, l'exploitation des données à la station hydrométrique du Thoult-Trosnay permet d'obtenir des informations relatives aux écoulements à l'échelle de l'ensemble du bassin-versant de la station. L'analyse plus fine des écoulements est rendue possible grâce à la délimitation de 29 bassin-versants élémentaires à l'intérieur même du bassin-versant des Marais de Saint-Gond. Ce réseau de mesures permet d'obtenir 29 points de mesures où sont mesurés les débits bruts mais également des paramètres physico-chimiques tels que la température et la conductivité lors de 7 campagnes de mesures sérielles.

La démarche géophysique bénéficie d'une campagne de mesures des résistivités électriques afin d'obtenir une cartographie des résistivités électriques à 3 m et à 6 m de profondeur au niveau du Grand Marais de Oyes, ce qui représente 338 points de mesures.

Des investigations de terrains sont également entreprises sur l'interfluve Marne/Aube. En effet, ce dernier possède 5 stations hydrométriques (6 avec celle du Thoult-Trosnay) situées dans la partie aval des principaux cours d'eau du secteur, à l'exception de la Somme-Soude.

L'exploitation des données aux stations hydrométrique permet d'avoir une vision très générale des écoulements sur l'interfluve c'est pourquoi il est nécessaire d'affiner l'échelle de travail comme pour le bassin-versant des Marais de Saint-Gond. Pour cela, les 9 bassins-versants du secteur sont divisés en 93 bassins-versants élémentaires au niveau desquels des mesures de débits bruts, de conductivité et de température sont réalisées au cours de 3 campagnes.

L'approche piézométrique est rendue possible grâce à la cartographie des hautes-eaux et des basses-eaux réalisée en 2002 par le BRGM (Rouxel-David *et al*, 2002). La vectorisation de ces cartes permet d'effectuer des traitements sous SIG afin d'obtenir une cartographie de la pente piézométrique de l'interfluve Marne/Aube mettant en valeur le gradient piézométrique.

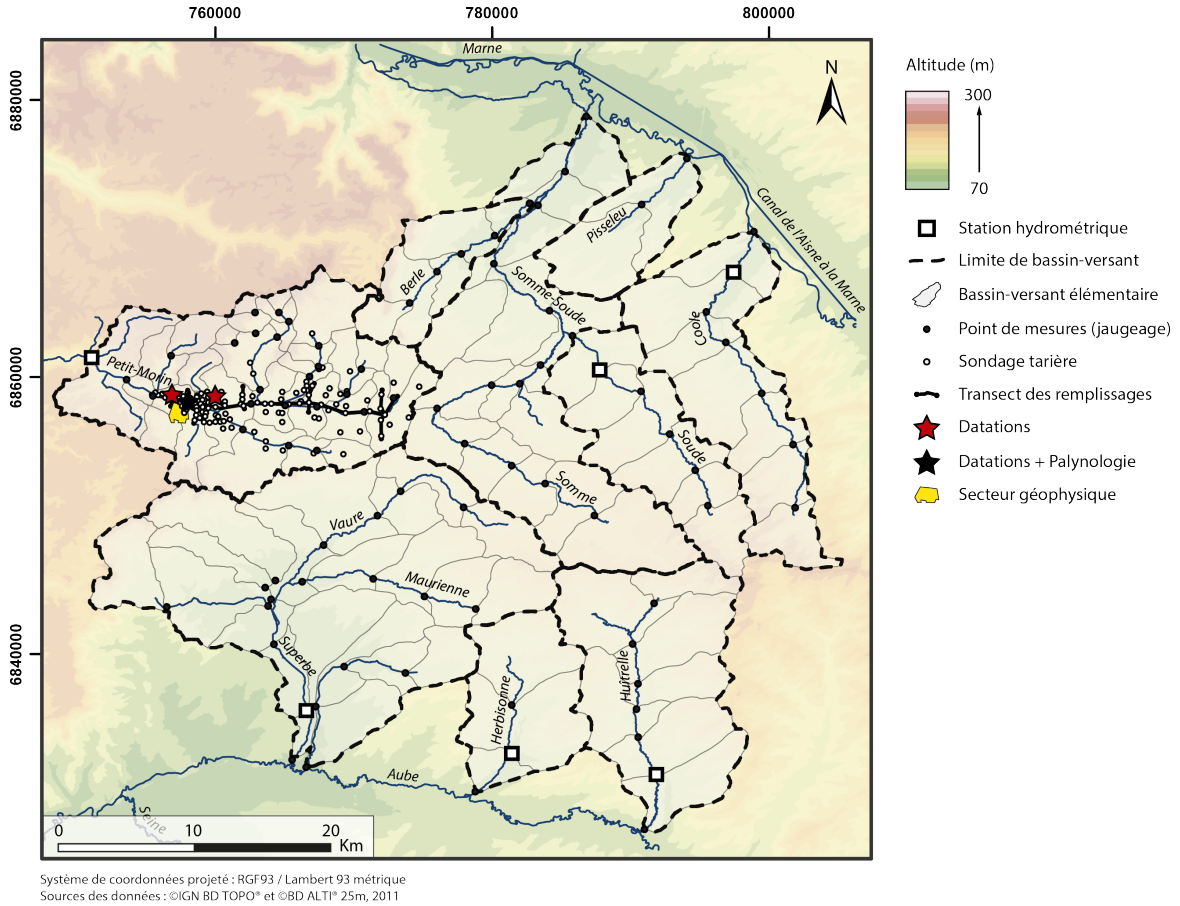


Figure 2.2 : Cartographie de l'instrumentation de terrain.

2.4.2. Approche instrumentale de laboratoire

Des analyses en laboratoire sont également entreprises au sein du laboratoire du GEGENAA, où sont réalisées les analyses granulométriques (tamisage manuel et granulométrie laser) et celles relatives à la quantité de matière organique (perte au feu). A ces analyses viennent s'ajouter 12 datations radiocarbone effectuées par le *Radiocarbon Laboratory* de Poznań (Pologne) réparties sur 4 sondages dans les marais. Enfin pour obtenir des informations au sujet du paléo-paysage des Marais de Saint-Gond, 32 prélèvements répartis là encore sur 4 sondages font l'objet d'analyses palynologiques réalisées par le laboratoire Chrono-environnement UMR 6249 CNRS-UFC de l'Université de Franche-Comté.

2.4.3. Approche sous SIG

L'ensemble des données pouvant être spatialisées ont fait l'objet d'une vectorisation et/ou d'un géoreferencement (cartes géologiques, piézométriques, localisation des points de mesures, limites des bassins-versants, limites des bassins-versants élémentaires, localisation des sondages, des transects, des stations hydrométriques, piézométriques, pluviométriques…). Par la suite, une analyse diachronique basée sur le géoréférencement et la digitalisation d'une multitude de plans datant du XVIIIème siècle à nos jours a été réalisée sous SIG.

Conclusion du chapitre 2

La méthodologie de travail adoptée pour la réalisation de cette étude s'avère être originale car elle utilise une analyse multicritère, purement géographique qui croise des données hydrologiques, géomorphologiques, sédimentologiques, piézométriques et même historiques entre elles. De plus, les dimensions spatiales et temporelles de ce travail permettent d'aborder l'analyse des conditions d'écoulements de l'échelle de l'interfluve jusqu'à l'échelle de la parcelle. L'objectif de ce chapitre n'est pas de décrire en détails la méthodologie de travail adoptée pour cette étude mais plutôt de présenter de manière générale l'ensemble des méthodes utilisées dans le cadre de ce travail. L'ensemble des méthodes et des protocoles de mesure seront bien évidemment détaillés au début de chacune des parties dans lesquelles ils sont utilisés.

Conclusion de la partie 1

Les Marais de Saint-Gond, vaste marais alcalin, se situent donc dans une région essentiellement crayeuse, caractérisée par la nature filtrante du substrat, à l'exception de la côte d'Île-de-France, où les faibles précipitations annuelles, relativement bien réparties au cours de l'années déterminent des dynamiques d'écoulement très faible. Il semble donc essentiel de se demander quels peuvent être les différents facteurs qui expliquent la présence d'une vaste zone humide et qui dictent le comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond et plus largement de l'interfluve Marne/Aube.

Pour cela, une analyse multicritère est menée et est basée sur des échelles de temps et des échelles spatiales multiples dans le but de pouvoir identifier dans un premier temps la genèse et l'évolution des Marais de Saint-Gond du Pléistocène à nos jours et dans un second temps de comprendre les facteurs structurant les écoulements à l'échelle de l'interfluve mais également à l'intérieur même du bassin-versant des Marais de Saint-Gond.

Pour parvenir à cela, un ensemble varié de méthodes et d'analyses sont entreprissent sur l'ensemble de l'interfluve.

Partie 2 : La capture de la Somme-Morin et les Marais de Saint-Gond du Pléistocène à nos jours.

Chapitre 3 : Les Marais de Saint-Gond du Pléistocène jusqu'au Tardiglaciaire

La zone d'étude a été, dès le Pléistocène, affectée par des réorganisations du réseau hydrographique sous forme de captures, étudiée par Davis (1895). Ce chapitre va permettre de faire le bilan des connaissances au sujet des processus générant les captures hydrographiques, mais aussi de mieux comprendre les processus morphogéniques de la capture par une analyse morphométrique (indices et géométrie des terrasses alluviales) et de proposer une datation relative de la capture de la Somme-Morin. Après avoir défini et décrit les principes des captures hydrographiques de l'est de la France, nous nous intéresserons aux indices concernant la réorganisation du réseau autour des Marais de Saint-Gond en nous appuyant sur des indices hydrographiques et morphosédimentaires qui permettent de proposer une chronologie plus précise des évènements.

3.1. Définition et principes des captures hydrographiques

La notion de capture hydrographique qui va être abordée tout au long de ce chapitre et durant ce mémoire se doit d'être identifiée de manière précise. Ce terme a été défini dès la fin du XIXème siècle par Davis (1895) puis par de nombreux auteurs durant le XXème siècle (Tricart, 1952 ; Maire, 1980 ; Weisrock, 1997 ; Bravard et Petit, 2000, Cordier, 2004, Cordier *et al*, 2004). On retiendra de manière très générale, la définition proposée par George (1990) qui définit une capture hydrographique comme un « *détournement naturel de la partie amont d'un cours d'eau vers un cours d'eau voisin…* ». Si cette définition n'illustre pas les différents mécanismes à l'origine du détournement, ils seront expliqués dans la sous-partie suivante.

3.1.1. Les différents types de captures hydrographiques

A la suite des premiers travaux de Davis (1895) et de Tricart (1952) les captures hydrographiques ont été définies comme pouvant résulter soit, d'un phénomène d'érosion régressive différentielle entre deux bassins-versants voisins, soit par progradation, ou rehaussement d'un cours d'eau à forte charge alluviale générant un « déversement » dans le cours d'eau bénéficiaire (Losson, 2003). Par la suite, Bravart et Petit (2000) ont proposé une synthèse des processus pouvant expliquer une capture (Fig. 3.1). Au niveau d'un site de capture, quatre tronçons de vallée s'individualisent et possèdent des caractéristiques différentes.

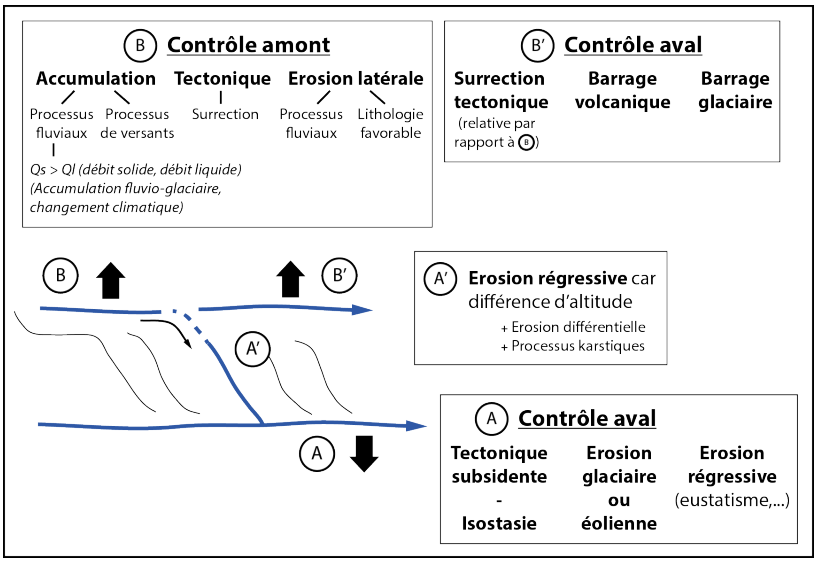


Figure 3.1: Typologie des facteurs externes pouvant intervenir dans les captures hydrologiques (d'après Bravard et Petit, 2000, modifiée par Weisrock).

- <u>Le cours d'eau capturé (**B**)</u> : Ce tronçon correspond au cours d'eau le plus haut en altitude. C'est au niveau de ce cours d'eau que la capture va se produire, au détriment de ce dernier.

- <u>La vallée abandonnée (**B'**)</u> : Ce tronçon situé en aval du cours d'eau capturé est alors déconnecté du réseau hydrographique à la suite de la capture hydrographique intervenue plus en amont (**B**).

- <u>Le cours d'eau conquérant (**A'**)</u> : Ce tronçon correspond à un affluent du cours d'eau bénéficiaire (**A**). C'est lui qui va permettre la connexion entre le cours d'eau capturé (**B**) et le cours d'eau bénéficiaire (**A**).

- <u>Le cours d'eau bénéficiaire (**A**)</u> : Ce tronçon correspond au cours d'eau le plus déprimé (le plus bas en altitude). Il va bénéficier de la capture et son bassin-versant connaît un accroissement de surface.

Une fois l'ensemble des tronçons caractéristiques d'un site de capture hydrographique identifié, il convient de préciser quelles sont les différentes interactions entre ces derniers et quels sont les différents processus qui les affectent :

- Le contrôle amont des vallées supérieures capturées (**B**) semble s'effectuer sous la forme d'un contrôle morphoclimatique (Fig. 3.1B) (Harmand, 2004). Dans le cas de la capture de la Somme-Morin, les cours d'eau concernés (Somme, Petit-Morin) sont perchés sur les formations superficielles crayeuses. Ces dernières sont issues de la cryoclastie subie par l'encaissant lors des dernières périodes froides générant des volumes importants d'alluvions (Qs > Ql = accumulation).

- Le contrôle aval des vallées abandonnées suite à la capture (**B'**) s'effectue sous la forme d'un contrôle lithologique (Fig. 3.1B') (Harmand, 2004). Ici, le creusement de la paléo Somme-Morin est ralenti par la résistance des formations calcaires tertiaires de la côte d'Ile-de-France (Lutétien, Ludien) qui engendre une baisse de l'hydrodynamisme et limite l'évacuation des cryoclastes générés en amont.

- Le contrôle des cours d'eau conquérant (**A'**) s'effectue par érosion régressive induite par les différences d'altitude entre le cours d'eau conquérant et le cours d'eau amont capturé (Fig. 3.1A'). L'érosion régressive induit une dynamique hydrologique exacerbée qui peut être d'origine karstique en milieu calcaire (Losson 2004, Devos *et al*, 2007).

- Le contrôle aval du cours d'eau bénéficiaire (**A**) est assuré par un niveau de base déprimé par rapport au cours d'eau amont capturé. Ainsi, la Marne possède une incision plus marquée que les grands cours d'eau voisins (Meuse, Aube, …) (Fig. 3.1A). Toutefois, sur la Marne, il a été constaté un taux d'incision différent entre

l'amont et l'aval de la cuesta d'Ile-de-France, plus fort en amont et plus faible en aval (Cojan *et al*, 2007). Les cours d'eau affectés par la capture ; Somme-Soude en amont et Petit-Morin en aval dépendent de compartiments morphostructuraux différents qui induisent des valeurs d'incision contrastées.

Plusieurs processus peuvent concourir aux captures hydrographiques :

- Capture liée à l'influence du cours d'eau « capturé » ou par progradation (**B**) : Il s'agit d'une capture par déversement déjà identifiée par Davis en 1895. Les accumulations de matériaux liés aux processus fluviaux et/ou de pentes, en général sous le contrôle du climat, engendrent un engorgement de la vallée (Lejeune, 2005). L'exhaussement du lit provoque un déversement du cours d'eau capturé vers le cours d'eau bénéficiaire via le tronçon conquérant.

- Capture liée à l'influence de la vallée abandonnée (**B'**) : Ce tronçon connait un phénomène qui bloque ou ralentit l'écoulement des eaux pour des raisons lithologiques, de surrection tectonique. De ce fait, l'eau s'évacue plus ou moins bien vers l'aval et le cours d'eau doit trouver un nouvel exutoire vers un cours d'eau adjacent voisin.

- La capture liée au recul de la tête de bassin du cours d'eau conquérant (**A'**) : L'érosion régressive induite par le différentiel altitudinal entre le cours d'eau capturé et le cours d'eau bénéficiaire engendre le recul de la tête de bassin du cours d'eau conquérant. En milieu calcaire, ce phénomène peut également être assisté par l'action du karst qui en concentrant les écoulements souterrains vers un seul exutoire accentue l'énergie disponible à l'érosion régressive (bassin d'alimentation inscrit dans le bassin-versant topographique du cours d'eau capturé). En

revanche, en milieu non karstifiable, en absence d'impluvium important (donc avec une faible énergie érosive) le recul de tête s'opère par mobilisation de l'encaissant via une charge solide et/ou liquide (dissolution). A l'étape finale, le recul vient court-circuiter la vallée perchée (Lejeune, 2005).

- La capture liée à l'influence du cours d'eau bénéficiaire (**A**) : Le cours d'eau bénéficiaire connait un abaissement altitudinal par rapport au cours d'eau capturé pour des raisons tectoniques de subsidence ou d'érosion régressive (glacio-eustatisme). L'abaissement entraine le recul de la tête de la vallée conquérante par érosion régressive et vient couper le cours d'eau amont.

3.1.2. Les captures hydrographiques majeures de l'est de la France

Le remaniement des cours d'eau de l'interfluve Marne/Aube s'inscrit dans un contexte marqué par de nombreuses captures hydrographiques identifiées dans l'est de la France.
Depuis le XIXème siècle et les travaux de Buvignier (1852), Davis (1895) et Tricart (1952), six grandes captures hydrographiques ont été identifiées par ces différents auteurs. Étant situées dans la partie est de la France, les travaux de l'Université de Lorraine (Metz, Nancy) ont permis depuis les années 1990 d'étoffer les connaissances sur les sites de captures hydrographiques de la région grâce à l'apport des études morphologiques, morphosédimentaires, pétrographiques et minéralogiques (Harmand, 1989, 1991, 1995, 2004 ; Weisrock *et al*, 1995 ; Pissart *et al*,1997, Losson, 2004, Cordier, 2004). Dans ses travaux de thèse, Lejeune (2005) s'intéresse quant à lui plus particulièrement aux captures hydrographiques ayant affecté le bassin versant-versant de la Marne (Fig. 3.2).

Il convient ici d'évoquer ces captures ayant affecté l'est de la France afin d'expliquer de façon très générale leur fonctionnement, quels sont les cours d'eau capturés et bénéficiaires et enfin, lorsque c'est possible de caler chronologiquement l'ensemble de ces captures. L'objectif étant par la suite de pouvoir comparer la capture de la Somme-Morin par rapport à celles précédemment décrites et déjà documentées.

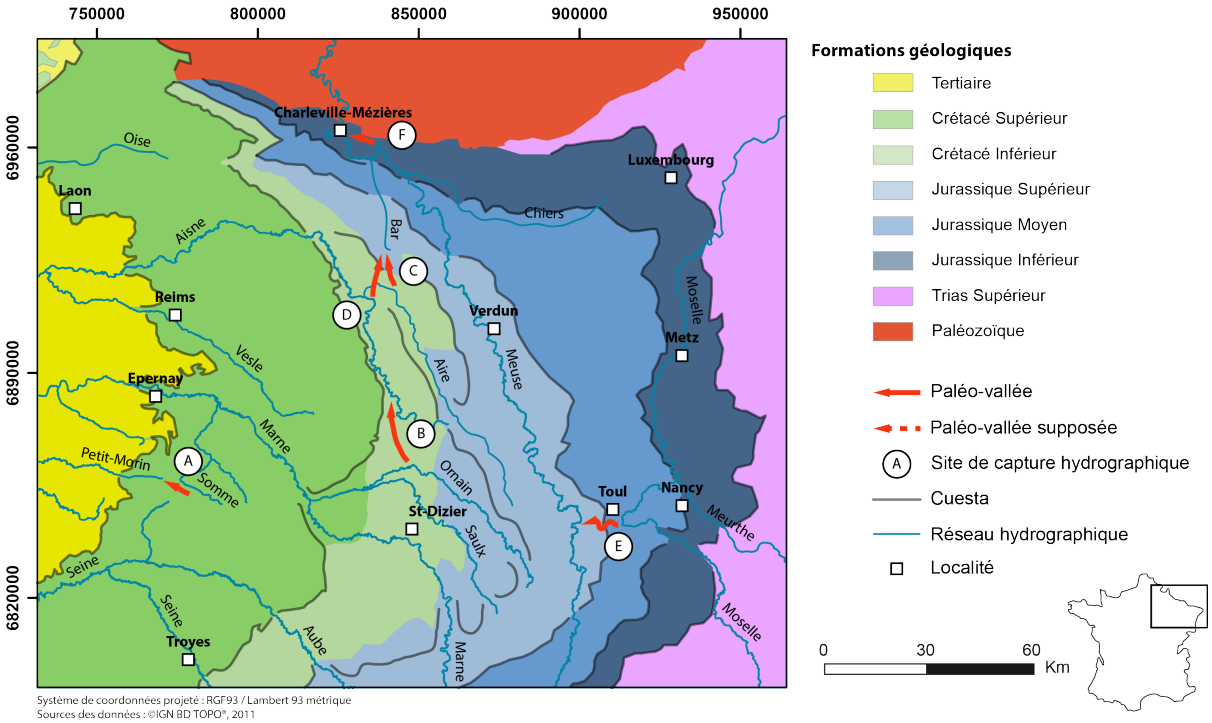


Figure 3.2 : Localisation des différents sites de capture hydrographique de l'est de la France. A : Capture de la Somme-Morin ; B : Capture de l'Ornain-Saulx ; C : Capture de l'Aire-Bar ; D : Capture de l'Aisne-Bar ; E : Capture de la Haute-Moselle ; F : Capture de la vallée de Gesponsart.

- <u>La capture de l'Aisne-Bar (**D**)</u> : Initialement, l'Aisne s'écoulait vers la Meuse par la vallée de la Bar. Elle a par la suite été détournée vers l'ouest au profit du bassin versant de l'Oise (Fig. 3.2D). La capture est avérée par des indices géomorphologiques importants tels que le surdimensionnement des méandres de la Bar (Deshaies, 1995) qui illustre le fait que cette vallée a connu une alimentation en eau beaucoup plus importante auparavant. (Pissart *et al*, 1997). La datation de cette capture est comprise entre 890 ka et 1,05 Ma (Pissart *et al*, 1997 ; Harmand *et al*, 1998) selon l'étude des terrasses alluviales de la Meuse (méthode de datation ?).

- <u>La capture de la vallée de Gesponsart (**F**)</u> : Initialement, la Meuse s'écoulait par la vallée de Gespunsart, plus au nord que la vallée qu'elle emprunte aujourd'hui (Fig. 3.2F). La vallée actuellement empruntée par la Meuse en aval de Charleville-Mézières était auparavant la vallée de l'Aire-Bar. Pissart *et al* (1997) explique cette réorganisation du réseau hydrographique par un engorgement de la paléo-Meuse due à des formations géologiques primaires résistantes. A l'inverse, la vallée de l'Aire-Bar étant située dans des formations géologiques plus meubles (argilo-marneuses), son creusement est plus rapide et la vallée se retrouve déprimée par rapport à la paléo-Meuse. C'est dans ce contexte d'engorgement de la

paléo-Meuse et d'incision rapide de celle de l'Aire-Bar que la capture se réalise. Cette dernière semble être contemporaine à la capture de l'Aisne-Bar, survenue entre 890 ka et 1,05 Ma (Pissart *et al*, 1997). Son ancienneté est attestée par un épais remblaiement colluvial qui comble la vallée abandonnée sur plus de 45 m à certains endroits (Lejeune, 2005).

- La capture de la Haute-Moselle (**E**) *:* Au niveau de la ville de Toul, la Haute-Moselle est détournée au bénéfice de la Meurthe et au détriment de la Meuse, qui laisse aujourd'hui une vallée abandonnée appelée le Val-de-l'Âne, parcourue par le ruisseau de l'Ingressin et un coude de capture hydrographique déjà identifié par Davis en 1895 (Losson, 2004) (Fig. 3.2E). Les principales causes de cette capture hydrographique semblent être dues à un alluvionnement important en aval du coude de capture, ce qui aurait provoqué un déversement de la Moselle vers la Meurthe. De plus, l'érosion régressive d'un affluent de rive gauche de la Meurthe (le Terrouin) est venue capturer la Moselle (Lejeune, 2005). Les travaux de Losson (2004) accordent un rôle essentiel à la karstification infratalweg, soit grâce aux pertes subies par la rivière dans sa traversée cataclinale du plateau de Haye (revers de la cuesta de Moselle) et/ou soit grâce à la restitution des écoulements dans le bassin-versant de la Meurthe. C'est donc un ensemble de processus qui sont à la base de la capture de la Haute-Moselle par la Meurthe.
L'âge de cette capture est compris entre au minimum 300 et 400 ka, durant le stade isotopique 10 (Losson et Quinif, 2001; Harmand, 2004).

- La capture de l'Aire-Bar (**C**) : Auparavant, la vallée de l'Aire empruntait la vallée de la Bar (Aire-Bar) où elle confluait avec la Meuse au niveau de Charleville-Mézières (Fig. 3.2C). Elle forme désormais un coude orienté ouest au profit de l'Aisne et au déprimant de la Bar. Ce site de capture possède de nombreuses similitudes avec celle de la Haute-Moselle, de la Meuse de Gespunsart ou encore de l'Ornain-Saulx. En effet, elle s'est réalisée dans une dépression argilo-marneuse, au sommet d'une nappe alluviale épaisse et dans une région karstifiée (comme dans le cas de la Haute-Moselle). Un double contrôle est identifié par Harmand (2004) au niveau du site de capture. Un contrôle en amont du site de capture soutiré par le karst en période tempérée, perché sur un substratum carbonaté sensible à la cryoclastie et pourvoyeur d'un volume important d'alluvions. Un contrôle aval de la vallée abandonnée dont les cours sont entravés par la résistance des calcaires jurassiques (kimméridgiens, oxfordiens et bajociens). Cette capture a profité au bassin de la Seine qui assurait elle aussi un double contrôle. Le contrôle aval est assuré par le niveau déprimé de la Seine, et le contrôle du cours d'eau conquérant était quant à lui assuré par le paléo-affluent de l'Aisne incisant les formations

albiennes de la Champagne humide pour ensuite capturer l'Aire au dépend de la Bar (Harmand, 2004).

La capture de l'Ornain-Saulx (**B**) : Initialement l'Ornain-Saulx s'écoulait en direction du nord par la vallée de l'Aisne. Aujourd'hui ces deux cours d'eau forment deux coudes orientés vers l'ouest où la Saulx perthoise conflue avec la Marne au niveau de Vitry-le-François au dépend de l'Aisne (Fig. 3.2B). On retrouve les mêmes types de contrôle que ceux rencontrés pour la capture de l'Aire-Bar. Le contrôle amont du site de capture est assuré par un substratum carbonaté (calcaires jurassiques, géologie) susceptible de fournir de nombreux cryoclastes qui viennent engorger la vallée ; de plus la présence de soutirages karstiques est susceptible d'affaiblir les écoulements de surface et de ralentir l'incision de la vallée. Par ailleurs la résistance plus forte de la gaize argonnaise par rapport aux formations argilo-sableuses du Crétacé inférieur a favorisé l'engorgement de la vallée. Le contrôle aval est quant à lui assuré par le différentiel important entre l'incision de la Marne, plus basse et l'altitude de l'Ornain-Saulx, plus hauts à l'époque. Un paléo-affluent de rive droite de la Marne a profité de ce différentiel pour inciser par érosion régressive les formations meubles du Crétacé inférieur et venir capturer l'Ornain-Saulx. Cette capture est la plus récente des grandes captures observées dans l'est de la France car elle est datée entre 150 et 200 ka durant le stade isotopique 6 (Harmand *et al,* 2002 ; Lejeune, 2005).

Site de capture		Âge de la capture	Références bibliographiques majeures
Somme-Morin	A	**Inconnu**	Davis, 1895 ; Tricart, 1952
Ornain-Saulx	B	**150 - 210 ka** (Stade Isotopique 6)	Harmand, 2004, Jaillet et *al*, 2002, Losson, 2003, Lejeune, 2005, Cojan, 2007
Aire-Bar	C	**300 – 400 ka** (Stade Isotopique 10)	Tricart, 1952, 1958 ; Voisin, 1982, Harmand, 2004, Cojan, 2007
Aisne-Bar	D	**890 ka- 1,05 Ma** (Stade Isotopique 22)	Pissart *et al*, 1997, 1998 ; Harmand *et al*, 1998
Haute-Moselle	E	**Min 300 - 400 ka** (Stade Isotopique 10)	Losson et Quinif, 2001 ; Losson, 2003 ; Harmand, 2004, Losson, 2004, Cordier, 2004, Cordier *et al*, 2004, 2005, 2006a, b, 2009, 2014, Harmand *et al*, 2012, 2015
Vallée de Gesponsart	F	**890 ka- 1,05 Ma** (Stade Isotopique 22)	Pissart *et al*, 1997

Tableau 3.1 : Synthèse de l'âge des captures hydrographiques majeures du l'est de la France.

Ainsi, les principales captures de l'est de la France semblent s'être réalisées suivant un modèle relativement semblable. Les captures se réalisent pour la majorité au sommet d'un remblaiement alluvial important favorisé par un substratum carbonaté pourvoyeur d'importants cryoclastes lors des périodes de gel/dégel (contrôle amont). Certaines captures sont également assistées par la présence de phénomènes karstiques (Haute-Moselle, Aisne-Bar, Ornain-Saulx) qui prive d'une partie des écoulements amont, au profit du cours d'eau bénéficiaire via les affluents de ce dernier. De plus, le contrôle aval (vallée abandonnée) est quant à lui souvent caractérisé par la présence de formations géologiques plus résistantes susceptibles de ralentir l'incision du cours d'eau et de favoriser l'engorgement de la vallée et par conséquent de rendre possible un potentiel déversement vers une vallée voisine. L'autre caractéristique commune à l'ensemble des captures évoquées est le contrôle aval (cours d'eau bénéficiaire) marqué par un

différentiel d'altitude relativement conséquent qui favorise l'incision des cours d'eau affluents par érosion régressive jusqu'à la capture du cours d'eau amont. Ce n'est donc pas un seul processus qui permet d'expliquer les captures hydrographiques de l'est de la France mais un ensemble de processus qui rend possible le phénomène de capture hydrographique.

3.2. Les indices de captures hydrographiques sur l'interfluve Marne/Aube

- ***Carte géologique de Buvignier & Sauvage du département de la Marne (1850)***

Dès 1850, la carte géologique du département de la Marne levée par les officiers de l'État-Major, au 80 000ème (Buvignier et Sauvage, 1850) témoigne déjà d'une bonne connaissance géologique de la région et offre des informations quant à la nature et l'âge relatif des formations alluviales (Fig. 3.3). En effet, une distinction est faite entre les alluvions récentes (dont les tourbes au niveau des Marais de Saint-Gond) et les alluvions anciennes présentes uniquement dans les grandes vallées. Pour ces dernières une différenciation est proposée par les bassins-versants (Aisne/Ante, Marne, Vesle) et à la fois par la nature des alluvions (Limons rouges argileux, graviers crayeux, alluvions à fragments de meulières et brèches crayeuses). Aucune formation alluviale ancienne n'est indiquée sur l'interfluve Marne/Aube. On retrouve exclusivement des formations alluviales récentes de natures différentes comme des dépôts tourbeux au niveau de Marais de Saint-Gond et des dépôts sableux plus ou moins grossiers dans les vallées secondaires (Somme, Soude, Somme-Soude, Vaure, Superbe, Berle,…). Sur cette carte de 1850, les Marais de Saint-Gond, comme ceux de la Vesle et du Choisel sont identifiés comme les secteurs les plus importants en termes de remplissages tourbeux dans la région.

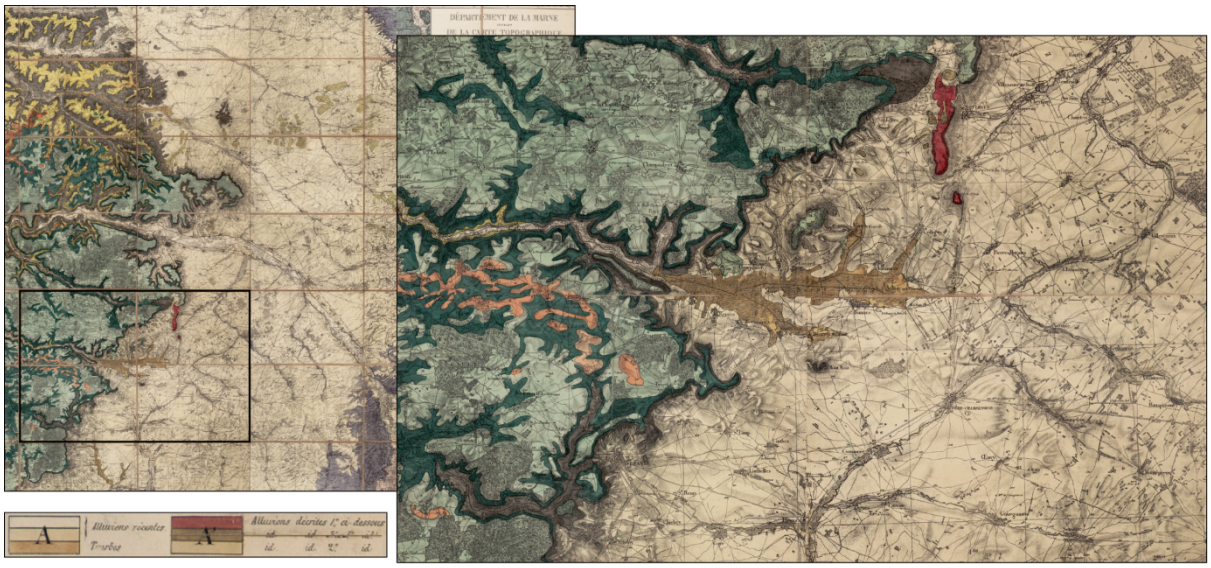


Figure 3.3 : Extrait de la carte géologique de Buvignier & Sauvage du département de la Marne (1850).

- ***W-M Davis : La Seine, la Meuse et la Moselle (1895)***

En 1895, Davis décrit pour la première fois la réorganisation des cours d'eau intervenue sur l'interfluve Marne/Aube (Davis, 1895). Pour cela, l'auteur se base uniquement sur des arguments hydrographiques (organisation spatiale des cours d'eau). Il tente de préciser la chronologie des captures en qualifiant les cours d'eau concernés de conséquent/subséquent/obséquent, en fonction de leur rôle lors des captures. Selon Davis, les têtes de vallées de la Somme et de la Vaure constituaient le Petit-Morin supérieur (ou Somme/Vaure-Morin), puis ce dernier fût décapité via sa capture par la Soude subséquente et la Superbe, affluents directs des grands axes hydrographiques (Marne au nord et Aube au sud) (Fig. 3.4). Davis évoque pour la première fois la notion de « coude de capture » et met en valeur un encaissement différencié entre les secteurs situés en amont du coude de capture et ceux situés en aval de ce dernier. Enfin il justifie la genèse des Marais de Saint-Gond par la perte de la dynamique hydrologique intervenue à la suite de la capture et par les apports sédimentaires latéraux qui viennent empâter le fond de vallée. Toutefois, ces observations ne se basent sur aucun argument sédimentaire.

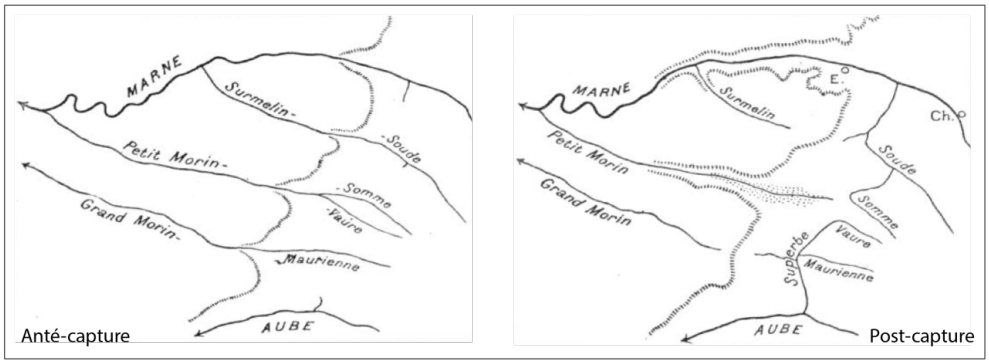


Figure 3.4 : Schéma de l'interfluve Marne/Aube anté et post-capture de la Somme-Morin, selon Davis (1895).

- ***Albert de Lapparent : Leçons de géographie physique (1896- 1er édition – 1907- 3ème édition)***

Dans son ouvrage, Lapparent consacre un chapitre sur les captures en Champagne où il se contente de paraphraser les écrits de Davis dans « La Seine, la Meuse et la Moselle » (1895).

- ***Emmanuel De Martonne : Traité de géographie physique (1909)***

Emmanuel De Martonne évoque dans ses écrits le site des Marais de Saint-Gond ainsi que le coude de capture hydrographique de la Somme-Morin. Dans un but essentiellement pédagogique il réalise un bloc diagramme mettant en valeur la côte d'Île-de-France, les Marais de Saint-Gond et le coude de capture hydrographique (Fig. 3.5). Toutefois au sujet de la capture de la Somme-Morin, lui aussi se contente de paraphraser Davis (1895).

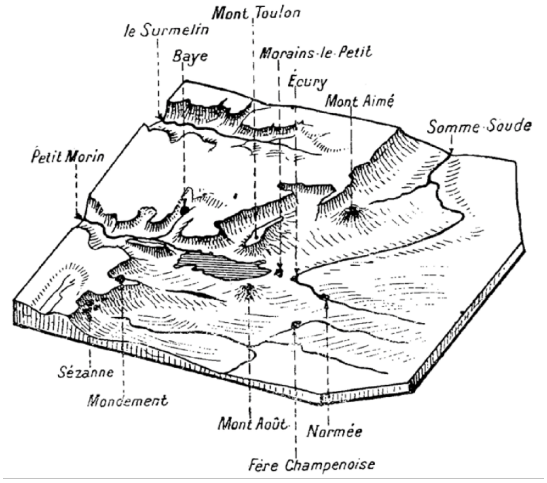


Figure 3.5 : Bloc diagramme de De Martonne du site des Marais de Saint-Gond (1909).

- ***Maurice Catel : La Haute-Brie, Annales de Géographie (1928)***

Dans ses travaux, Catel s'intéresse particulièrement aux profils en long des principaux cours d'eau de la Haute-Brie que sont le Surmelin, le Petit-Morin et le Grand-Morin. Au niveau du profil en long du Petit-Morin, il met en évidence que la partie amont du cours d'eau possède un profil convexe contrairement aux deux autres cours d'eau. De plus il insinue qu'il existe une continuité entre la vallée amont de la Somme (en amont du coude de capture) et la partie amont du Petit-Morin, au niveau des Marais de Saint-Gond. Il écrit même « à tort » qu'il existe un thalweg abandonné entre ces deux vallées alors qu'il n'existe aucune trace morphologique.

- ***Jean Goguel : Carte géologique de Châlons-sur-Marne au 80 000ème de 1941 (3ème édition : relevés géologiques de 1876 à 1878)***

Cette carte géologique fait la distinction entre les alluvions modernes et tourbe (a^2), les alluvions anciennes (a^1), les limons et graviers des terrasses (P) et les dépôts meubles de pentes (A). Elle offre des nouvelles informations au sujet des terrasses alluviales au niveau du site de capture des Marais de Saint-Gond. En effet, elle révèle qu'au niveau des marais nous avons affaire à des nappes alluviales emboitées (a^2/a^1). De plus, on remarque une continuité entre les nappes alluviales anciennes des Marais de Saint-Gond et celles de la Somme (a^1) (Fig. 3.6). Il existe également sur cette carte une continuité des alluvions anciennes entre la Somme et la Soude (a^1), ce qui illustre une continuité entre l'amont et l'aval du coude de capture hydrographique. On distingue également la présence d'alluvions moderne et de tourbe au niveau des Marais de Saint-Gond mais également dans les vallées de la Somme, de la Soude et de la Somme-Soude.

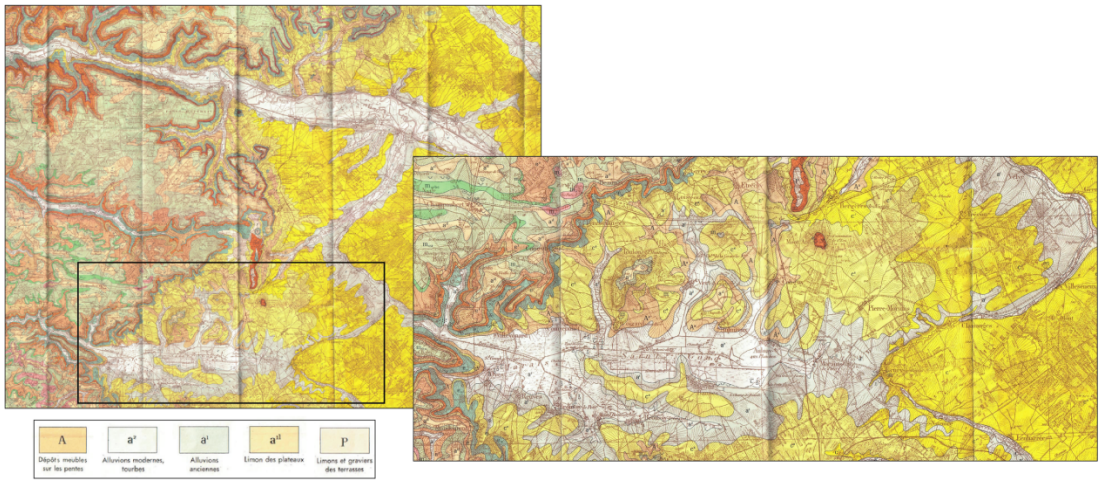


Figure 3.6 : Extrait de la carte géologique de Châlons-sur-Marne au 80 000ème (1941).

- ***Jean Tricart : La partie orientale du Bassin de Paris, Étude morphologique, Tome II (1952)***

Dans son ouvrage, Tricart apporte une dimension géomorphologique à l'étude de la capture de la Somme-Morin avec la notion de géométrie des nappes alluviales désignées par l'auteur comme étant des niveaux de « grèves ». Ses observations sont sans doute basées en partie sur la carte au 80 000ème de 1941. L'auteur observe donc des remplissages alluviaux récents (remblaiements tourbeux des Marais de Saint-Gond) puis des nappes alluviales plus anciennes appelées « Grève I », « Grève II » et « Grève III » de la plus ancienne à la plus récente. Cette notation exclusive à Tricart permet de visualiser les différentes nappes présentent sur l'interfluve, toutes synchrones en fonction de leur numéro (Fig. 3.7).

- La « Grève I » est en inversion de forme car on la retrouve sur l'interfluve Somme/Vaure. Tricart parle de la nappe « Vaure-Morin ».

- La « Grève II » est par conséquent plus basse et en continuité entre la Somme (anté-capture, en amont du coude du capture) et le Petit-Morin. Toutefois, contrairement à la carte géologique de 1941, Tricart ne fait pas figurer de continuité alluviale entre la Somme et la Soude.

- La « Grève III » est la nappe la plus récente, à l'exception des remplissages tourbeux des Marais de Saint-Gond, et représente le colmatage de fond de vallée qui est discontinu et par conséquent, post-capture. En fonction de la géométrie des nappes alluviales au niveau du site de capture, Tricart date la nappe alluviale « Grève II » au Saalien et propose donc que la capture de la Somme-Morin soit intervenue à la fin de l'épisode glaciaire du Saalien soit au début de l'interglaciaire suivant, l'Eémien.

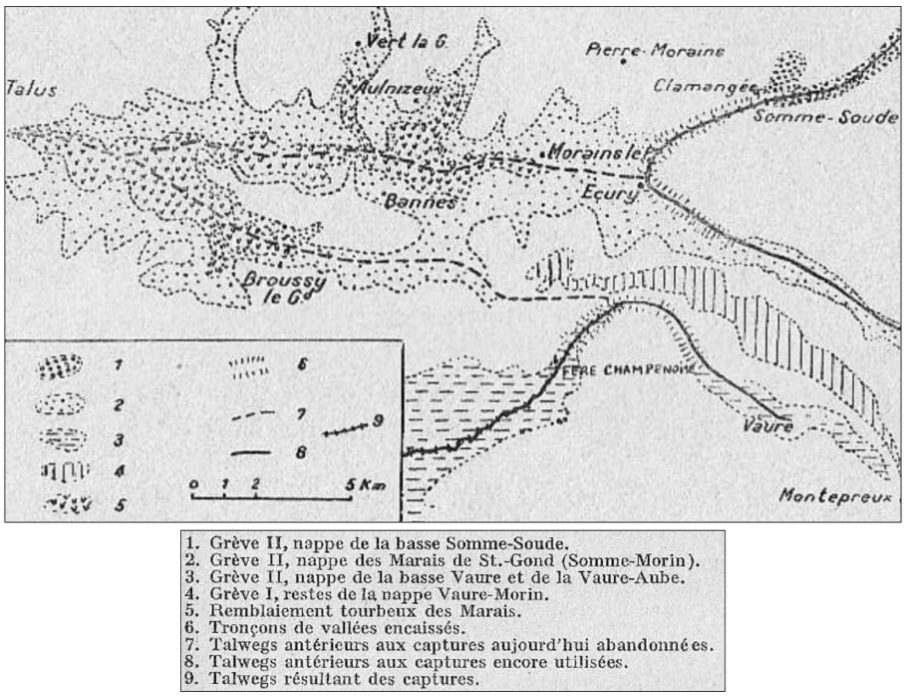


Figure3.7 : Carte morphologique des environs des Marais de Saint-Gond (Tricart, 1952).

- ***Cartes géologiques de Vertus et de Montmort au 50 000ème (1988)***

Ces cartes apportent une nouvelle méthodologie d'appellation des terrasses alluviales. En effet, les terrasses alluviales les plus anciennes du secteur sont appelées Fy alors que les plus récentes sont appelées Fz (Fig. 3.8). On observe toujours bien une continuité des formations alluviales Fy entre l'amont de la Somme (anté-capture) et le Petit-Morin (Marais de Saint-Gond). On retrouve également un important remplissage alluvial plus récent, représenté par Fz et T (tourbe) au niveau des Marais de Saint-Gond mais également dans la vallée supérieure de la Somme ainsi que dans celles de la Soude et de la Somme-Soude. Le sommet de l'interfluve Somme-Vaure est quant à lui composé de graveluches (grèzes, GP) qui pourraient être associées au « Grève I » de Tricard (1952) qui lui faisait mention de déflation éolienne au niveau de ces graveluches (barkhanes). On remarque également que les formations alluviales Fy ne sont pas représentées en aval du coude de capture et cela jusqu'à la confluence avec le ruisseau du Mont et la Soude, plus en aval. La simple lecture de ces cartes géologiques laisse à penser que la capture de la Somme-Morin est relativement récente, postérieure au dépôt des alluvions anciennes Fy.

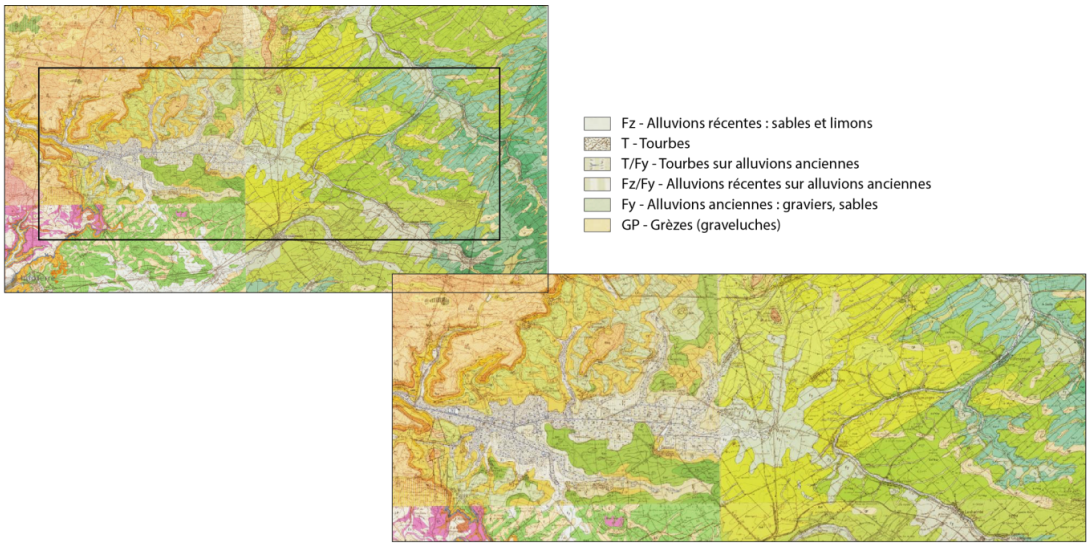


Figure 3.8: Extrait des cartes géologiques de Vertus et Montmort au 50 000ème (1988).

Notons qu'en 2007, la carte géologique harmonisée du département de la Marne a permis de réunir les différents assemblages des cartes géologiques au 50 000ème dressées à la fin du XXème siècle et de ce fait proposer une nouvelle classification des formations alluviales (Fig. 3.9). Toutefois cette dernière ne fait que reprendre les informations présentes sur les cartes au 50 000ème.

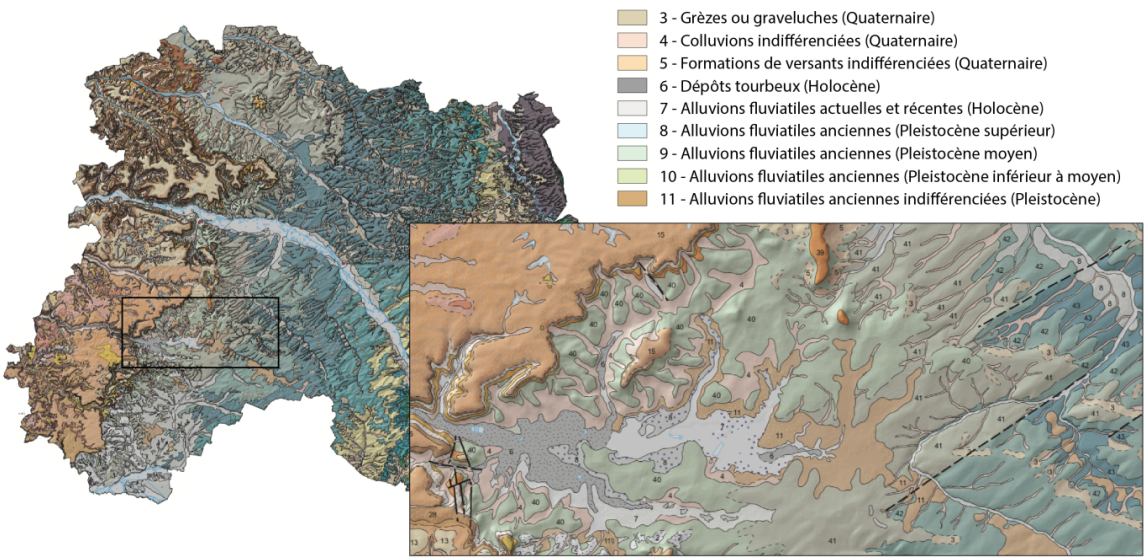


Figure 3.9: Extrait de la carte géologique harmonisée de la Marne au 50 000ème (2007).

L'ensemble de ces documents nous permet dans un premier temps de mieux appréhender la morphologie du site des Marais de Saint-Gond ainsi que celui du site de capture grâce à une

relativement bonne connaissance de l'organisation des formations alluviales sur l'interfluve. Depuis la fin du XIXème siècle et les premiers travaux de Buvignier et Sauvage et de Davis plusieurs auteurs se sont intéressés à ce site de capture qui a longtemps été cité comme un site référence notamment de par la netteté et la très bonne conservation de son coude de capture. Toutefois, afin de mettre au clair l'ensemble des données et d'uniformiser les informations au sujet des formations alluviales il convient de dresser un tableau récapitulant l'ensemble des données à notre disposition (Tab. 3.2).

Formations alluviales	Carte géologique de la Marne – 1850 (Buvignier & Sauvage)	Carte géologique de la Marne – 1964, levée en 1941 (J. Goguel)	Tricart - 1952	Cartes géologiques de Vertus, Montmort, Sézanne, Fère-Champenoise et Avize – 1965 à 1988 (Mégnien, Hatrival, Marchand, Laurain)	Carte géologiques harmonisée de la Marne – 2007 (Vernhet)
Récentes	**A** (Alluvions récentes, tourbes)	**a**^{2} (Alluvions modernes, tourbes)	**Grève III** (Alluvions postérieures à la capture)	**Fz** (A-T) (Alluvions actuelles, subactuelles, tourbes) – Tardiglaciaire - Holocène	**6 & 7** (Alluvions actuelles, tourbes) – Tardiglaciaire - Holocène
Anciennes	**A'** (Alluvions anciennes)	**a**^{1} (Alluvions anciennes)	**Grève II** (Nappe de la Somme-Morin)	**Fy** (Fx-y, Fx-yM, Fx-yV, Fx-yA) (Alluvions anciennes) – Pléistocène moyen à supérieur	**8, 9 & 11** (Alluvions anciennes) – Pléistocène moyen à supérieur
			Grève I (Nappe de la Vaure-Morin)	**Fx** (Alluvions anciennes) – Pléistocène inférieur à moyen	**10** (Alluvions anciennes) – Pléistocène inférieur à moyen

Tableau 3.2 : Tableau d'équivalence des différentes notations des formations alluviales au niveau du site de capture hydrographique de la Somme-Morin.

3.2. Les indices de la capture hydrographique de la Somme-Morin

Comme évoqué précédemment, les captures hydrographiques sont identifiées depuis la fin du XIXème siècle (Davis, 1895) notamment grâce à des indices « visuels » pouvant être repérés directement sur le terrain ou grâce à des analyses cartographiques et/ou topographiques. Toutefois il existe aujourd'hui une multitude d'indices pouvant favoriser l'identification d'un détournement hydrographique (Fig. 3.10). Ces derniers sont regroupés en trois catégories d'indices : hydrographiques, morphologiques et sédimentologiques.

3.2.1. Les indices hydrographiques

Les indices hydrographiques (coude, alignement des cours d'eau) sont les plus facilement identifiables (Fig. 3.10 ; 1-2). Quant aux indices morphologiques (vallée abandonnée, terrasses alluviales, paramètres morphométriques des méandres, altitude relative des terrasses) ils sont basés sur l'observation des différents tronçons de vallées capturées, abandonnées et conquérantes (Fig. 3.10 ; 3, 4, 5, 6, 7, 8). Les indices sédimentologiques des terrasses alluviales (spectres granulométriques, nature pétrographique, traceurs minéralogiques) passent par des campagnes de terrain et des mesures en laboratoire (Fig. 3.10 ; 9, 10, 11, 12) (Losson, 2004).

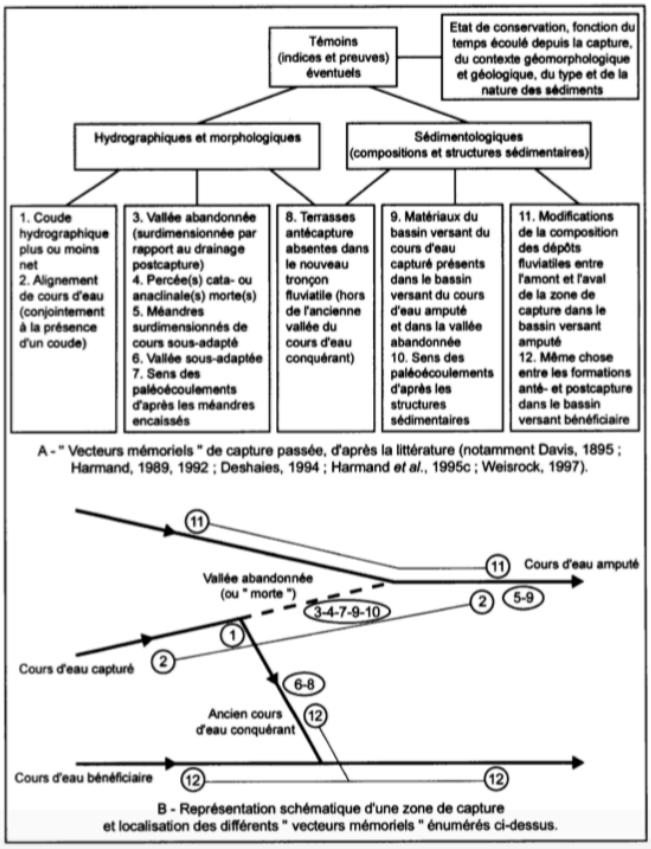


Figure 3.10 : Indices hydrographiques, morphologiques et sédimentologiques d'une capture hydrographique (d'après Losson, 2004).

Au sujet du Petit-Morin, des indices hydrographiques sont très facilement identifiables dans le paysage, le coude de capture hydrographique situé à Ecury-le-Repos et l'alignement est-ouest de la Somme supérieure et du Petit-Morin ne font aucun doute (Fig. 3.11A, B). Les indices morphologiques sont également observés sur le site étudié. La vallée abandonnée du Petit-Morin où se situent les Marais de Saint-Gond semble surdimensionnée par rapport au cours d'eau qui la draine (Fig. 3.11C).

Le Petit-Morin étant drainé par l'Homme sur l'ensemble de la zone marécageuse (*cf.* infra) il est possible de qualifier la percée cataclinale de ce dernier comme « morte » car l'hydrodynamisme y est extrêmement faible (Fig. 3.11D). De ce fait, les méandres du Petit-Morin, en aval de la percée cataclinale, semblent être surdimensionnés au regard de l'hydrodynamisme actuel du cours d'eau (Fig. 3.11E). En revanche, au niveau du cours d'eau conquérant (Somme inférieure) la vallée ne semble pas sous-adaptée (Fig. 3.11F). Les indices morpho-sédimentaires seront quant à eux évoqués plus tard dans cette partie, lors de l'étude des terrasses alluviales du site.

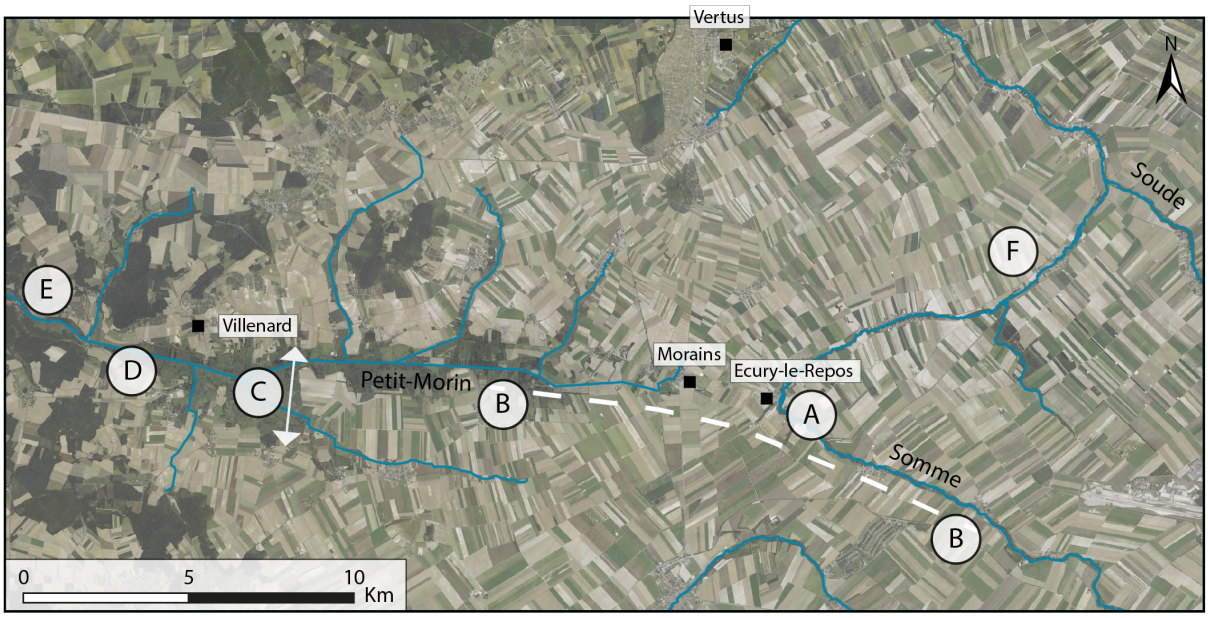


Figure 3.11 : Identification des indices hydrologiques et morphologiques de capture hydrographique au niveau du site des Marais de Saint-Gond.

En plus des indices précédemment cités, l'objectif ici est de comparer le Petit-Morin ainsi que la portion de ce dernier au niveau des Marais de Saint-Gond à d'autres cours d'eau régionaux (indigènes à la craie ou de bas plateaux calcaires). Ainsi, les rapports « superficie du bassin-versant/épaisseur des remplissages », « longueur/indice de concavité » et « L-Ho/H-Ho » (Larue, 2004) vont permettre d'identifier les potentielles particularités du Petit-Morin et de déceler d'éventuels nouveaux indices morphologiques de la capture du Somme-Morin.

3.2.2. L'épaisseur des remplissages alluviaux

L'objectif est de comparer les épaisseurs des remplissages alluviaux des Marais de Saint-Gond avec les remplissages d'autres secteurs situés sur des cours d'eau indigènes à la craie. Afin de pouvoir comparer les différentes valeurs, ces dernières sont exprimées en fonction de la superficie du bassin-versant.

Pour cela, des secteurs riches en données relatives aux remplissages, obtenues grâce à la BSS (**B**anque de données de **S**ous-**S**ol) du BRGM, par des précédents travaux (Lejeune, 2005 ; Bosserelle, 2009) et des données personnelles ont été identifiés. Pour chaque secteur choisi, les épaisseurs des remplissages alluviaux sont identifiées via plusieurs sondages (minimum 4) et une moyenne est calculée. En effet, l'épaisseur des formations alluviales des fonds de vallées s'avère très hétérogène dans l'espace car proche de 0 en bordure du champ alluvial et importante au niveau du talweg anté-remplissage. De plus le *continuum* sédimentaire au sein du corridor fluvial est loin d'être homogène car ce dernier se compose de wagons sédimentaires d'érosion, de transport et de sédimentation, ce qui justifie l'utilisation de valeurs moyennes. Par la suite, pour chaque secteur, la superficie du bassin-versant est calculée grâce à l'outil SIG (ArcGIS, ESRI).

Les remplissages des cours d'eau indigènes à la craie tels que la Vesle, la Vaure, la Retourne, la Soude, la Somme-Soude, la Superbe, l'Aisne, la Suippe et la Marne constituent les éléments de comparaison avec ceux des Marais de Saint-Gond (Tab. 3.3).

Cours d'eau	Localisation	X	Y	Z	Superficie du bassin-versant (km²)	Epaisseur moyenne des formations superficielles
Vesle	Vesle au Champ captant "*Couraux*"	781330,9	6901771,8	82,5	609,9	5,5
Vesle	Vesle à Reims	774221,2	6906336,4	75	697,7	6,0
Vaure	Vaure à Connantre	766855	6846889	96	97,6	3,5
Retourne	Retourne à Bergnicourt	791499	6925021	75	230	4,5
Retourne	Retourne à Houdilcourt	780414	6925047	62	330	4,5
Soude	Soude à Soudron	788131,9	6860677,8	110	105	2,5
Somme-Soude	Somme-Soude à Jâlons	787078,4	6878963,4	76	490	5
Superbe	Superbe à Saint-Saturnin	766568,3	6835052,9	79	320	4,5
Aisne	Aisne à Pontavert	759636,3	6923357,6	47	5345	7
Suippes	Suippes à Orainville	773230,5	6921538,9	59	809,6	5
Marne	Marne à Chalons-en-Champagne	799392	6871950	82	6280	8
Marais de Saint-Gond	Petit-Morin à Talus-St-Prix	754468,01	6859055,4	136	242,7	8

Figure 3.3 : Tableau des épaisseurs moyennes des remplissages alluviaux (en mètres) des cours d'eau indigènes à la craie.

Les résultats de ce travail permettent de dégager une relation assez claire entre d'une part l'épaisseur des remplissages alluviaux et la superficie du bassin-versant ($R^2 = 0,91$). De manière logique, il semble que plus la superficie du bassin-versant est importante, plus les remplissages alluviaux sont épais dans un contexte géomorphologique identique. Des petits bassins-versants comme la Soude à Soudron (105 km²) ou encore la retourne à Bergnicourt (230 km²) présentent des remplissages peu épais (respectivement, 2,5 m et 4,5 m) ; alors que la Marne à Châlons-en-Champagne possède un bassin-versant important (6 280 km²) et par conséquent, des remplissages alluviaux épais de 8 m en moyenne (Fig. 3.12).

Avec des remplissages alluviaux de l'ordre de 8 m d'épaisseur pour une superficie de bassin-versant de 243 m seulement, le Petit-Morin à Talus-Saint-Prix (Marais de Saint-Gond) ne s'inscrit pas dans la courbe de tendance « Épaisseur des remplissages / Superficie du bassin-versant ». Ces remplissages sont beaucoup trop importants au vu du bassin-versant car à titre de comparaison, des bassins-versants de l'ordre de celui du Petit-Morin à Talus-Saint-Prix, possèdent des remplissages compris entre 4 et 5 m.

L'importante épaisseur des remplissages alluviaux observée au niveau du Petit-Morin peut être considérée comme un indice potentiel de capture hydrographique. En effet, si aujourd'hui les remplissages alluviaux du Petit-Morin sont trop importants au vu de la superficie du bassin-versant, ils pourraient très bien être la conséquence d'un bassin-versant bien plus important avant un ou plusieurs contournements hydrographiques qui aurait privé le Petit-Morin de son

alimentation amont. Avec de telles valeurs et selon la corrélation « Épaisseur des remplissages / Superficie du bassin-versant » des cours d'eau de la région, le bassin-versant du paléo Petit-Morin pourrait être estimé autour de 5 000 km^2 (Fig. 3.12). Toutefois ce raisonnement se doit d'être nuancé car d'autres facteurs peuvent expliquer la présence d'un remplissage alluvial important à cet endroit (entonnoir de percée cataclinale, formations alluviales holocènes déposées post-capture). En effet, cela replace également les Marais de Saint-Gond dans un wagon de sédimentation au sein du *continuum* sédimentaire. Cette analyse est d'autant plus hasardeuse que la structure sédimentaire n'est pas la même à la fois dans les bassins-versants et au sein d'un même corridor fluvial (système étagé, emboité et superposé).

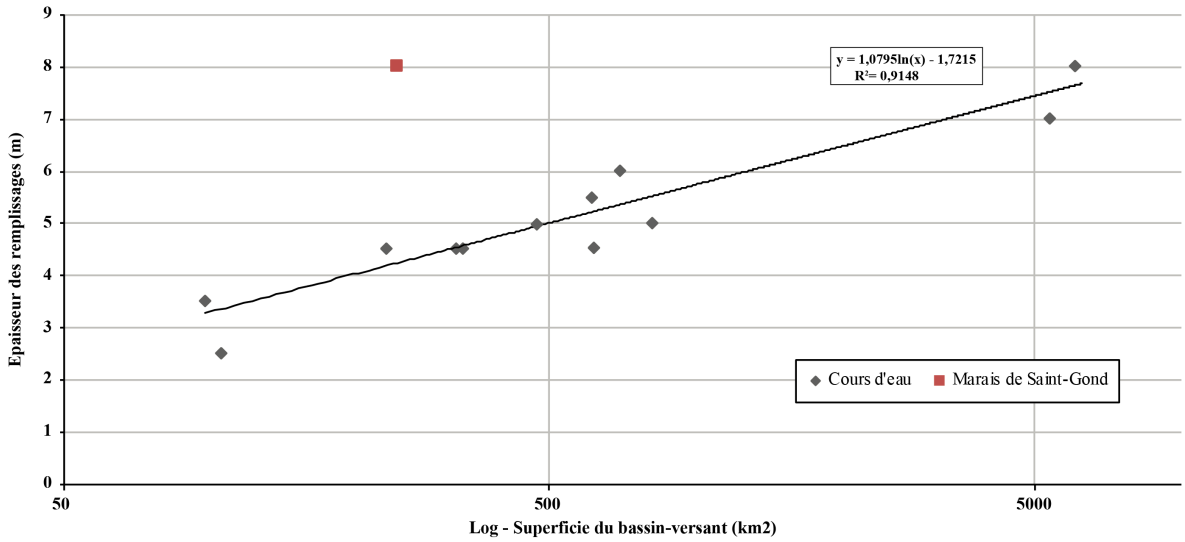


Figure 3.12 : Corrélation « Superficie du bassin-versant – épaisseur des remplissages alluviaux » des cours d'eau régionaux indigènes à la craie et des Marais de Saint-Gond.

3.2.3. L'indice de concavité

L'encaissement des cours d'eau est un phénomène géomorphologique majeur et certains auteurs (Lefebvre *et al*, 1994 ; Cojan et al, 2007) admettent un soulèvement régulier pour justifier l'incision progressive des vallées durant le Pléistocène mais font appel aux variations climatiques pour expliquer les phases de creusement et d'accumulations. Dans le secteur étudié, l'incision est contrôlée essentiellement par les conditions climatiques et de ce fait reste un phénomène majoritairement discontinu dans le temps qui ne se produit que lors des périodes favorables à l'incision (transition glaciaire/interglaciaire). D'autres facteurs rentrent en jeu dans l'incision des vallées. Dans les régions tectoniquement actives, l'incision fluviale répond

rapidement aux déformations tectoniques (Larue, 2004) mais les changements d'hydrodynamisme dus notamment aux captures hydrographiques ou aux variations du niveau de base (niveau eustatique pour les régions proches des océans) participent également à l'incision des vallées. Ce creusement se réalise par abrasion mécanique, par altération physico-chimique, par cavitation ou par mouvement de masse (Larue, 2004). L'ensemble de ces phénomènes est donc lié intrinsèquement à la puissance fluviatile qui impacte sur la charge solide mobilisable. Cette dernière varie longitudinalement en fonction de la pente et du débit, et à l'inverse de la largeur de la vallée (Schmitt et al, 2001). L'hétérogénéité du bed-rock, les réseaux de fracturation et les réorganisations hydrographiques peuvent localement modifier les conditions d'incision des cours d'eau.

L'étude des profils en long des cours d'eau permet alors d'obtenir des informations importantes au sujet de l'incision des cours d'eau, des variations de pente, des ruptures de pente ou encore de la concavité de ces derniers. Ceci peut permettre par la suite d'en déduire des anomalies morphologiques qui peuvent être des indices d'une éventuelle capture hydrographique intervenue auparavant.

Une fois l'ensemble des profils longitudinaux des cours d'eau construits à partir des cartes topographiques (IGN) au 1/25 000ème, l'indice de concavité de Langbein (1964) peut être calculé de la manière suivante :

$$IC = 2A/H$$

- **A** : Différence d'altitude entre le profil à mi-parcours et une ligne droite joignant les deux extrémités du profil.
- **H** : Dénivellation entre la source et l'exutoire du drain

Le profil est qualifié de rectiligne lorsque IC est proche de 0, alors que plus le profil est concave plus il se rapproche de 1, et à l'inverse plus IC se rapproche de -1, plus le profil sera convexe. Un graphique adimensionnel H/Ho et L/Lo peut également être créé afin de pouvoir comparer l'ensemble des profils malgré des longueurs différentes (Demoulin, 1998). H/Ho correspond au ratio des altitudes avec H comme l'altitude du cours d'eau au point mesuré et Ho la dénivellation entre la source et l'exutoire. L/Lo correspond au ratio des longueurs avec L la distance à l'exutoire du point mesuré et Lo la longueur du cours d'eau.

Ce traitement a été réalisé sur 22 cours d'eau dans des contextes géologiques différents.

Cours d'eau	Longueur (km)	Altitude maximum	Altitude minimum	Dénivelée	Pente (m/km)	mi-parcours	Altitude mi-parcours	Altitude réelle	A	indice de concavité
Ardre	39,9	225	59	166	4,2	19,95	142	95	47	0,57
Orillon	15,1	205	68	137	9,1	7,55	136,5	103	33,5	0,49
Rau d'Arcis	6,4	200	70	130	20,3	3,2	135	108	27	0,42
Brouillet	7,7	172	77	95	12,3	3,85	124,5	109	15,5	0,33
Rau de la Vallée	3,3	150	83	67	20,3	1,65	116,5	109	7,5	0,22
Rau de Sarcy	8,3	185	100	85	10,2	4,15	142,5	125	17,5	0,41
Le Noron	9,1	190	96	94	10,3	4,55	143	118	25	0,53
Rau des Iselles	7,3	267	144	123	16,8	3,65	205,5	185	20,5	0,33
Vesle	140,6	151	42	109	0,8	70,3	96,5	78	18,5	0,34
Marne	506	419	29	390	0,8	253	224	55	169	0,87
ailette à Guny	47,1	130	45	85	1,8	23,55	87,5	62	25,5	0,60
Ourcq mareuil	57,7	180	60	120	2,1	28,85	120	80	40	0,67
Saulx	88,3	355	119	236	2,7	44,15	237	190	47	0,40
Ornain	101,1	300	113	187	1,8	50,55	206,5	192	14,5	0,16
Rognon	70,3	403	198	205	2,9	35,15	300,5	265	35,5	0,35
Blaise	212,5	419	93	326	1,5	106,25	256	191	65	0,40
Suize	48,6	440	248	192	4,0	24,3	344	320	24	0,25
Somme-Soude	61,1	165	72,5	92,5	1,5	30,55	118,75	105	13,75	0,30
Vaure-Superbe	42,4	155	76,5	78,5	1,9	21,2	115,75	98	17,75	0,45
Surmelin	37,9	182	62	120	3,2	18,95	122	105	17	0,28
Aisne	379	235	31	204	0,5	189,5	133	77,5	55,5	0,54
Petit-Morin	88,1	144	52,5	91,5	1,0	44,05	98,25	115	-16,75	-0,37
Marais de Saint-Gond	18	143	136	7	0,4	9	139,5	138,7	0,8	0,23

Tableau 3.4 : Tableau des cours d'eau utilisés pour l'analyse des profils longitudinaux (corrélation « Longueur – Indice de concavité » et « Longueur-Pente »).

De manière générale, l'indice de concavité des cours d'eau étudiés se situe entre 0,16 pour le plus rectiligne (Ornain) et 0,87 pour la Marne qui présente le profil longitudinal le plus concave. A travers l'ensemble de ces exemples (Tab. 3.4), seul le Petit-Morin présente un indice de concavité de - 0, 37, ce qui fait de lui un cours d'eau au profil convexe (IC < 0).

Cette originalité de l'indice de concavité du Petit-Morin pose question car généralement, le profil longitudinal d'un cours d'eau est concave et la pente de celui-ci traduit l'état d'équilibre de la rivière.

La concavité du profil traduit la décroissance de la pente du lit depuis l'amont vers l'aval. Cette dernière peut s'expliquer par l'usure des matériaux transportés qui entrainent une diminution de la taille des alluvions vers l'aval. La baisse de la granulométrie de la charge de fond vers l'aval permet ainsi son transfert sur des faibles pentes, d'autant plus que les débits liquides augmentent vers l'aval et facilitent le transport (Cosandey, 2007). La convexité du Petit-Morin peut alors être envisagée comme le témoignage d'un équilibre entre la rivière avec son niveau de base (la Marne) qui n'est pas encore effectif de nos jours (vague d'érosion régressive inscrite dans la partie inférieure du bassin-versant).

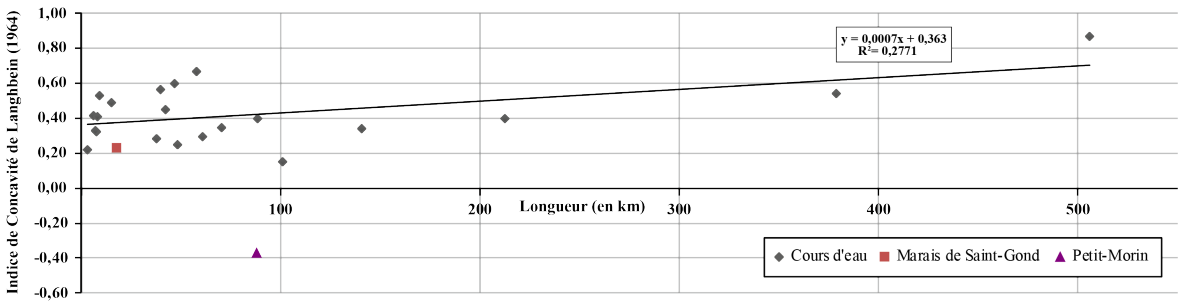


Figure 3.13 : Corrélation « Longueur – Indice de concavité » des profils en long de plusieurs cours d'eau de bas plateaux calcaires de l'est de la France.

Le graphique H/Ho – L/Lo (Fig. 3.14) permet de comparer le profil du Petit-Morin avec ceux de plusieurs cours d'eau indigènes à la craie et proches du secteur d'étude (Vaure-Superbe, Soude, Somme-Soude, Aisne et Vesle).

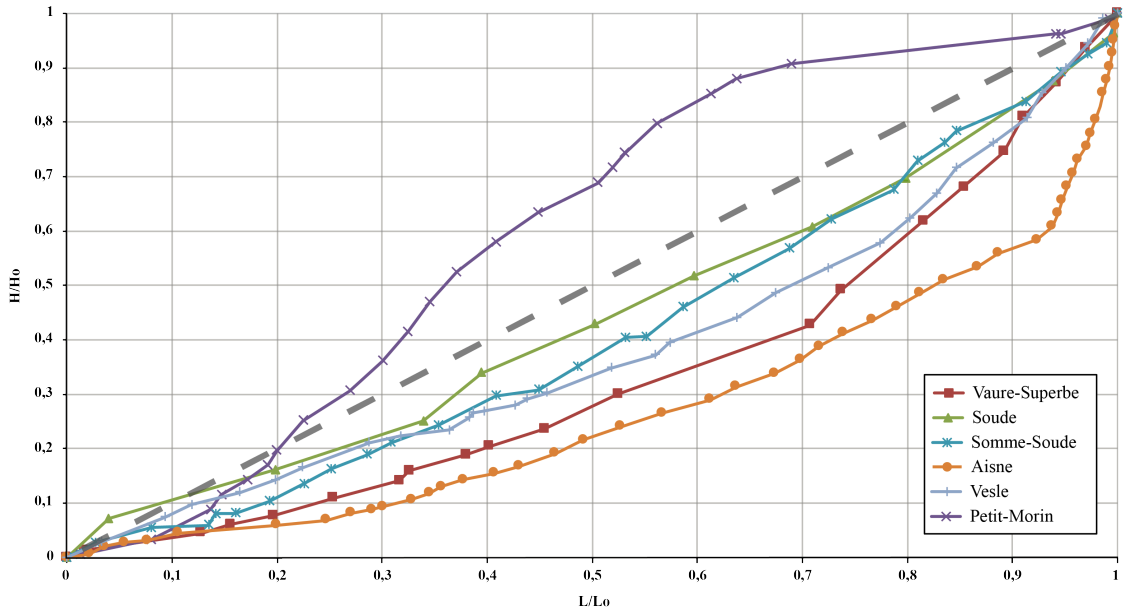


Figure 3.14 : Graphique H/Ho – L/Lo des cours d'eau indigènes à la craie avec le Petit-Morin.

On distingue sur ce graphique que le Petit-Morin présente un profil convexe à l'inverse des autres cours d'eau étudiés. En effet, la Vaure-Superbe et l'Aisne possèdent des profils assez réguliers à forte concavité et peu marqués par des ruptures de pentes. Ces caractéristiques illustrent que ces cours d'eau semblent avoir atteint leur équilibre vis-à-vis de leur niveau de base (l'Aube et Oise respectivement).

La Vesle possède également un profil relativement concave malgré le fait qu'il soit marqué par quelques ruptures de pente dans sa partie aval qui peuvent s'expliquer par la traversée de la percée cataclinale de la cuesta d'Île-de-France constituée de formations plus cohérentes (formations tertiaires calcaires) qui peuvent ralentir l'incision de la rivière.

La Soude et la Somme-Soude présentent des profils assez rectilignes, marqués par une faible concavité (IC < 0,30) comparée aux autres cours d'eau étudiés, également indigènes à la craie. La Soude possède une rupture de pente dans sa partie aval et une seconde dans sa partie extrême amont (Fig. 3.14) Quant à la Somme-Soude, elle possède un profil légèrement plus concave mais semble affectée par plusieurs petites ruptures de pente notamment une dans sa partie aval, une autre dans la partie médiane et une dernière dans sa partie amont. Pour ces deux cours d'eau, l'équilibre de la rivière ne semble pas être effectif car la présence de plusieurs ruptures de pente peut être associée à des vagues d'érosion régressive qui n'ont pas encore atteint la source du cours d'eau. En effet, à la suite de la baisse du niveau de base, les cours d'eau cherchent à trouver leur équilibre et une vague d'érosion régressive se forme et progresse de l'aval vers l'amont jusqu'à atteindre la source. Toutefois certains facteurs peuvent retarder ce fonctionnement comme notamment la traversée de formations géologiques plus résistantes ou des phénomènes de tectoniques différentielles (Larue, 2014). La Somme-Soude et la Soude s'écoulent sur des formations géologiques crayeuses qui ne semblent pas constituer un véritable obstacle au développement de l'érosion régressive. En revanche, la cartographie du contexte morphostructural du secteur étudié montre des failles supposées qui pourraient expliquer la présence de ces ruptures de pente (Fig. 1.4). Cependant, les réorganisations hydrographiques peuvent également modifier l'érosion régressive car lorsqu'un cours d'eau est capturé par un second, son niveau de base change et une nouvelle vague d'érosion régressive se forme pour que ce dernier trouve un nouvel équilibre avec son nouveau niveau de base. De ce fait, si la capture hydrographique est intervenue récemment, lors de la dernière transition glaciaire/interglaciaire, la durée de la phase de creusement a pu être insuffisante pour que la vague d'érosion régressive atteigne la source de la rivière capturée.

Le Petit-Morin possède un profil atypique car il présente une convexité assez importante (IC = - 0,37). Ce dernier peut être divisé en deux parties. Une partie aval à faible concavité accidentée par des ruptures de pente et une partie amont marquée par une convexité importante. A l'exception de sa partie extrême amont (Marais de Saint-Gond), le Petit-Morin ne s'écoule

pas exclusivement dans la craie, il traverse plusieurs formations tertiaires plus ou moins résistantes qui peuvent expliquer la présence de plusieurs ruptures de pente dans la partie aval du cours d'eau. En revanche, la partie amont du Petit-Morin ne semble pas avoir été atteinte par une vague d'érosion régressive car le profil de la rivière reste très peu incisé notamment au niveau de la partie des Marais de Saint-Gond (entre L/Lo 1 et L/Lo 0,7) (Fig. 3.14). Si au niveau des cours d'eau précédemment étudiés, la vague d'érosion régressive semblait tout de même avoir progressé jusque dans la partie amont du cours d'eau, pour le Petit-Morin, cette dernière semble avoir à peine atteint la partie médiane du profil.

La réorganisation intervenue sur l'interfluve via la capture de la Somme-Morin par la Soude a joué un rôle majeur sur la morphologie du tracé du Petit-Morin, car en privant ce dernier de l'ensemble de son bassin d'alimentation amont, la dynamique hydrologique du cours d'eau a grandement diminué et de ce fait a ralenti considérablement le processus d'érosion régressive faute de débits suffisamment importants. De plus, l'hypothèse d'une capture hydrographique relativement récente peut également être envisagée car la convexité du profil du Petit-Morin témoigne que peu d'épisodes d'incision (transition glaciaire/interglaciaire) se sont passés entre la capture hydrographique et aujourd'hui. Si le Petit-Morin, du fait de la perte de son bassin d'alimentation amont semble avoir beaucoup de mal à s'inciser pour trouver l'équilibre avec son niveau de base (la Marne), la Somme-Soude a profité des apports du bassin d'alimentation amont de l'ancienne Somme-Morin et a permis une incision plus marquée de son profil.

De nombreux indices de captures hydrographiques sont donc identifiés sur le site des Marais de Saint-Gond. Les nombreux indices hydrographiques militent en faveur d'une capture hydrographique entre la Somme-Morin et la Soude. L'étude des remplissages alluviaux de fond de vallée et des indices de concavité (indices morphologiques) des cours d'eau semblent également aller dans ce sens. Il est en revanche nécessaire d'analyser le contexte géomorphologique du site de capture ainsi que l'ensemble des formations alluviales des cours d'eau concernés par la réorganisation hydrographique.

3.3. Organisation spatiale des formations alluviales et des vallées à l'échelle de l'interfluve

La compréhension des différents mécanismes de la capture de la Somme-Morin par la Soude et la chronologie de cette réorganisation hydrographique intervenue sur l'interfluve Marne/Aube passe par une analyse géomorphologique et morpho-sédimentaire du site de capture et également des cours d'eau concernés.

3.3.1. Cartographie géomorphologique du site de capture

La cartographie géomorphologique du site de capture a pour but de représenter les formes de terrain observables, les formations superficielles ainsi que les processus responsables de leur mise en place (Guérémy et Marre, 1996). L'objectif étant également d'intégrer des données chronologiques représentant l'âge et la périodicité de ces formes afin d'en définir un degré d'activité. Une unité géomorphologique se caractérise donc par une forme de terrain, une formation superficielle associée et un processus (Fig. 3.15). Ce système de cartographie repose sur le principe de superposition d'une couche de couleurs (degré d'activité) et d'une couche de symboles noirs représentant les formes de terrain et les dépôts corrélatifs. Le tout étant représenté sur un fond cartographique de l'IGN (1/25 000ème).

Une palette de couleurs est associée à chaque type de processus. Le rouge est attribué à la chute de matériaux, le brun aux mouvements de terrain, une teinte vert-jaune pour les processus liés aux écoulements aréolaires, le vert pour les processus liés aux écoulements linéaires, le bleu pour les processus cliniques de dissolution et d'altération des roches, le jaune pour les processus éoliens et enfin le orange pour les processus biologiques. Si deux processus coexistent dans un même secteur, la zone est découpée en bandes de couleurs associées aux deux processus observables. Les couleurs n'ont donc pour but que d'exprimer la dynamique des formes de terrain, ce qui conduit à accorder une attention particulière à la dynamique des versants et aux divers agents qui la régissent. De plus, la teinte des différentes couleurs est intense pour des processus actifs, moyennement intense pour les processus dormants et pâle pour les processus éteints. Le teint permet donc de mettre en évidence une datation relative des formes géomorphologiques entre elles. Les processus éteints correspondent à des évènements qui ne sont plus susceptibles de se produire dans les conditions climatiques et topographiques actuelles (activité nulle) alors que les processus dormants sont susceptibles de se déclencher dans les

conditions actuelles (climat/pente) mais qui ne comportent pas de périodicité annuelle. Les processus actifs quant à eux sont en équilibre avec les conditions géomorphologiques et climatiques actuelles.

Les processus éteints sont associés au Pléistocène et aux périodes antérieures, les processus dormants sont associés au fin Pléistocène (Tardiglaciaire) et Holocène et enfin, les processus actifs sont contemporains (Marre *et al*, 1997).

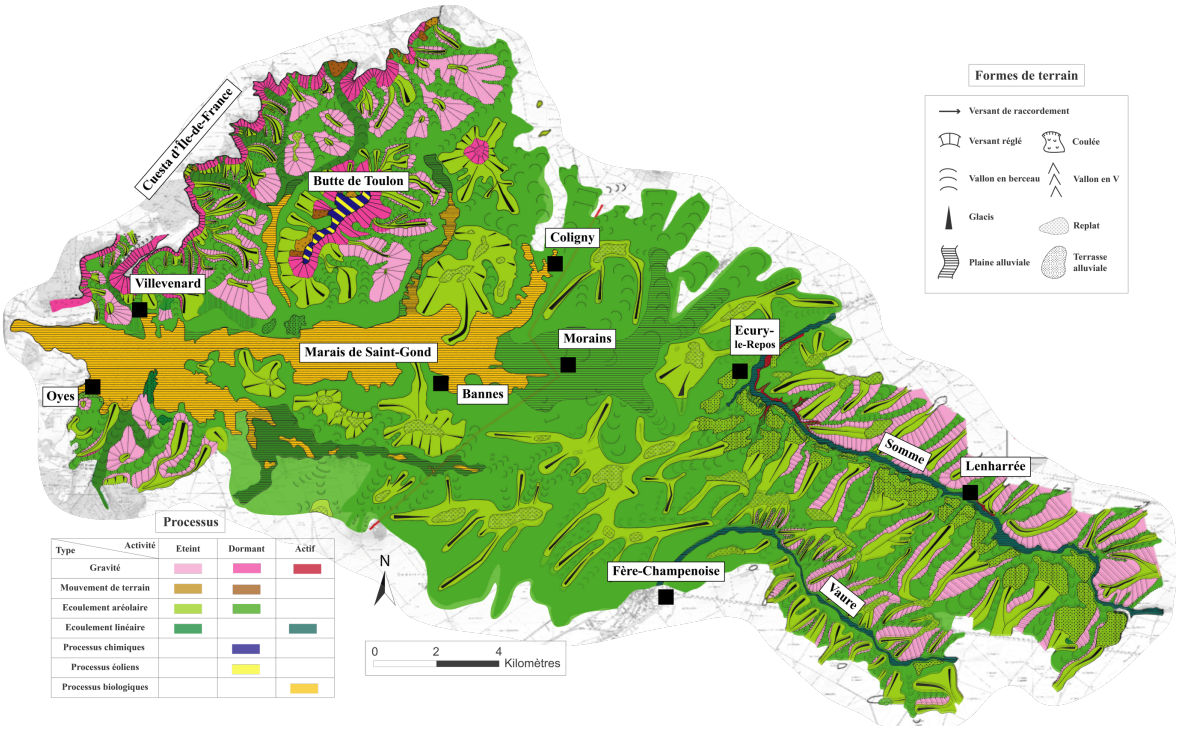


Figure 3.15 : Cartographie géomorphologique du site de capture des Marais de Saint-Gond.

Au sommet de la cuesta d'Île-de-France et sur la butte témoin de la « Butte de Toulon » on retrouve des versants réglés soulignant les formations éocènes pourtant tendres (Thanétien et Yprésien) qui durant le Quaternaire ont protégé la craie sous-jacente du gel. Cette corniche non structurale domine des glacis d'ennoyage et/ou d'épandage (accumulation) largement festonnés par des vallons secs dans l'intégralité de l'entonnoir de percée cataclinale. Ces vallons en berceau, creusés dans la craie d'origine périglaciaire (Tricart, 1949) sont empâtés par des graveluches crayeuses mais également par une matrice argilo-sableuse manifestement associée à de nombreuses coulées héritées de phases cataclinales (Salaün, 2000).

L'intense degré d'incision par ces vallons traduit de nombreux apports latéraux qui s'expliquent d'une part par la nature très mobilisable des matériaux de l'Eocène (argiles et sables) et d'autre

part, par la gélivité de la craie. Les mouvements de terrains de type « coulées » sont présents sur le versant nord de la Butte de Toulon et en tête de bassin des attributaires du Petit-Morin (Cubersault et Ruisseau des Moulins). Les glissements de terrains sont cantonnés dans la partie septentrionale de la zone d'étude, où l'on trouve dans les formations paléocène et éocène des roches calcaires dures (Danien, Montien, Lutétien).

L'association d'un commandement fort de l'ordre d'une centaine de mètres, de matériaux mobilisables, de nombreux vallons et de la vallée du Petit-Morin à très faible pente longitudinale (0,6/1000) et donc à faible énergie, au sein d'un entonnoir de percée cataclinale concoure à un remplissage généralisé du fond de vallée. Ce dernier n'est manifestement pas lié à des mouvements de masses à l'aval de l'apex de l'entonnoir comme proposé par Salaün (DEA, 2000). Ce remplissage alluvial semble hétérogène dans l'espace, voire cloisonné car il est compris entre 500 m et plus de 2000 m à l'embouchure des affluents (Ruisseau de Coligny, Ruisseau des Moulins, Ruisseau du Cubersault et Ruisseau des Suisses). De plus il est organique et tourbeux dans sa partie centrale et occidentale alors qu'il reste minéral et crayeux dans sa partie orientale (secteur de Morains).

L'entonnoir est ponctué de nombreuses croupes de craie difficilement perceptibles à l'œil à surface plane culminant à 160 m d'altitude maximum correspondant à des terrasses alluviales en inversion de formes. En effet, ces interfluves dominant de 10 à 15 m, le fond des vallées actuelles (Petit-Morin et Ruisseau des Suisses) jalonnent la ligne de partage des eaux topographiques entre la Somme-Soude et le Petit-Morin.

Dans la partie est de la carte, la géomorphologie est différente par rapport au site des Marais de Saint-Gond. Elle se caractérise par un degré d'incision bien plus important avec un réseau parallèle de vallées (Somme et Vaure) et de vallons directs orthogonaux. Cette incision se traduit par des commandements de l'ordre de 20 à 30 m mais également par des versants à pente forte (> 10%) marqués par des processus gravitaires actifs. Ces derniers sont exacerbés au niveau du coude de capture à Ecury-le-Repos (< 20%). Les vallées principales de la Somme et de la Somme restent très étroites, de l'ordre de 300 m. En rive gauche de la Somme, les versants sont affectés de replats (terrasses alluviales) raccordant la surface du plateau au fond de vallée. Ces replats déterminent un niveau étagé de terrasse alluviale à +6 – 8m par rapport aux grandes vallées et en raccord altitudinal avec les remplissages de fond de vallée du Petit-Morin.

A la différence du bassin du Petit-Morin, les interfluves restent relictuels car ils subsistent sous la forme de crêtes longitudinales perchées à 160 m d'altitude et en raccord altitudinal avec les croupes de la ligne de partage des eaux entre le Petit-Morin et la Somme et la Vaure.

L'étude géomorphologique du site des Marais de Saint-Gond se révèle essentielle car elle permet de mettre en évidence une différence de morphologie entre les vallées de la Somme, de la Vaure et du Petit-Morin et permet de dégager une vague chronologie de la réorganisation du site. En effet, les grands replats en position d'interfluve et en raccord altitudinal, semblent associés au paléo-tracé de la Somme-Morin (voire de la Vaure-Somme-Morin).

Enfin, la dualité des comportements géomorphologiques entre la vallée du Petit-Morin et celle de la Somme montre qu'à la suite de la capture hydrographique de la Somme par la Soude, les dynamiques morphologiques au niveau de la vallée du Petit-Morin se sont très largement ralenties. La vallée dans laquelle s'inscrivent les Marais de Saint-Gond apparait comme « morte » ou très peu dynamique corrélativement à la perte de l'ensemble de son bassin d'alimentation amont. Ce phénomène correspond avec l'étude du profil topographique du Petit-Morin évoqué précédemment.

A l'inverse, la vallée de la Somme apparait comme très dynamique encore aujourd'hui et est marquée par des processus géomorphologiques encore actifs de nos jours, notamment au niveau du coude de capture. Ces processus sont sans doute dus à la forte incision de la rivière à la suite de la réorganisation hydrographique et de la modification de son niveau de base (érosion régressive). La capture hydrographique de la Somme-Morin par la Soude s'est donc effectuée postérieurement au dépôt de formations alluviales identifiées en rive gauche de la Somme actuelle.

Afin de pouvoir dater de manière plus précise les mécanismes de la capture de la Somme-Morin par la Soude, il est nécessaire d'étudier l'ensemble des terrasses alluviales de la source de la Somme jusqu'à sa confluence avec la Marne à Jâlons sans oublier les terrasses alluviales du Petit-Morin jusqu'à sa confluence avec la Marne à la Ferté-sous-Jouarre.

3.3.2. Cartographie et profils des niveaux de terrasses alluviales

Dans le but de mieux appréhender la chronologie de la capture de la Somme-Morin par la Soude, les niveaux de terrasses alluviales sont étudiés. Ces dernières sont étudiées dans un premier temps via les cartes géologiques d'Avize et de Vertus (Laurain, 1985 ; Mégnien, 1977) puis l'ensemble des terrasses sont ensuite validées ou non sur le terrain et cartographiées sur le fond de carte topographique au 25 000ème de l'IGN (Fig. 3.16). L'altitude des niveaux alluviaux est définie par leur altitude topographique (sommet des formations alluviales) car le faible nombre de sondages et l'impossibilité d'atteindre le substrat ne permettent pas d'obtenir des informations fiables au sujet de l'épaisseur des formations, c'est pourquoi il est difficile de prendre comme référence l'altitude du bed-rock. De plus, dans un souci de méthodologie, les études avec lesquelles ces niveaux de terrasses vont être comparés s'appuient également sur l'altitude topographique des niveaux alluviaux. Notons toutefois, que la surface topographique a pu être érodée après son dépôt et ne pas représenter son altitude réelle, mais la topographie du bed-rock n'est pas gage de meilleure qualité étant donnée l'hétérogénéité de la surface de la craie (Lejeune, 2005). Une fois les terrasses alluviales localisées et leurs altitudes connues, elles sont associées au point kilométrique (PK) de la vallée et reportées sur le profil en long du cours d'eau. Les terrasses appartenant au même stade d'incision sont reliées entre-elles et nommées par les premières lettres du cours d'eau suivie d'un numéro allant de .0 pour les formations alluviales les plus récentes et jusqu'à 3 pour les plus anciennes (ex : So.1 pour le second niveau alluvial sur la Soude). Pour évaluer si plusieurs terrasses alluviales appartiennent à la même phase d'incision, l'objectif est de connaitre leur altitude relative par rapport au talweg. Si l'altitude relative est la même pour chacune des terrasses, alors elles peuvent être associées au même stade d'incision. Toutefois, ces altitudes relatives peuvent varier localement à la suite d'un accident tectonique ou d'un changement de lithologie, c'est pourquoi la corrélation entre les niveaux alluviaux doit également faire preuve d'une interprétation.

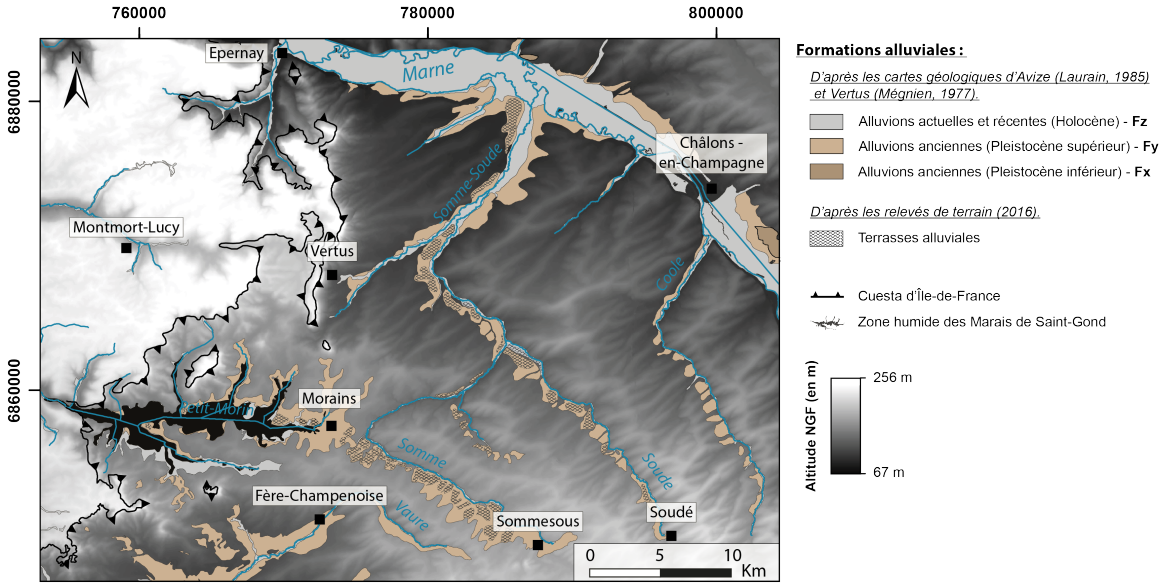


Figure 3.16 : Cartographie des formations alluviales de la Somme-Soude, Soude et Petit-Morin.

Enfin, les niveaux d'incision de la zone d'étude seront associés et comparés aux stades d'incision de la Marne car ils ont fait l'objet de datation absolue (Lejeune, 2005). Faute de datations au niveau des cours d'eau étudiés, la corrélation de proche en proche des niveaux de la Marne et de l'Aube vont permettre, en remontant d'aval en amont, de dater au moins relativement les différents stades d'incision des cours d'eau. Ces datations relatives vont permettre de proposer une période durant laquelle la capture de la Somme-Morin se serait produite. Les terrasses alluviales du Petit-Morin, de la Somme, du ruisseau du Mont, de la Soude et de la Somme-Soude ont donc été cartographiées selon cette méthodologie.

L'ensemble de la zone étudiée étant aujourd'hui des champs cultivés, on peut regretter qu'il n'existe plus de coupe de terrasse alluviale et qu'aucune n'ait pu être observée ou analysée, exceptée une petite coupe observée brièvement au niveau de l'ancienne carrière de Normée, en amont du coude de capture. L'accès ayant été refusé par le propriétaire, un schéma de l'organisation précise de la coupe n'a pas pu être réalisé. Il a pu y être observé le caractère grossier de la grève ainsi que les successions de dépôts de crue plus grossiers disposés en une succession de lits subhorizontaux séparés par des niveaux plus fins. Cette organisation stratigraphique des terrasses alluviales se retrouve dans d'autres vallées régionales comme celle de la Vesle (Bosserrelle, 2009) et de la Marne (Lejeune, 2005).

3.3.2.1. Les terrasses alluviales du Petit-Morin

Le profil des terrasses alluviales du Petit-Morin se révèle être relativement compliqué à réaliser car si dans sa partie amont, la vallée est occupée par les Marais de Saint-Gond et que la nappe alluviale affleure sur quasi l'intégralité de la zone humide, en aval de la percée cataclinale du cours d'eau la détection des niveaux alluviaux devient plus compliquée. De le Thoult-Trosnay jusqu'à sa confluence avec la Marne à la Ferté-sous-Jouarre, le Petit-Morin s'incise dans diverses formations tertiaires plus ou moins résistantes. De ce fait, le haut des versants a été soumis à l'érosion et à la gélifraction et de nombreux produits dissociés du substrat se sont accumulés dans les parties basses des versants par gravité et/ou par solifluxion (Hatrival, 1977) recouvrant ainsi les potentielles terrasses alluviales. Toutefois, dans certains méandres plusieurs terrasses alluviales ont pu être identifiées et reportées sur le profil du cours d'eau (Fig. 3.17). Dans la partie amont du Petit-Morin, au niveau des Marais de Saint-Gond, les formations alluviales possèdent une altitude relative très basse entre +0 et +3 m. Le Petit-Morin présente des valeurs d'incision extrêmement faibles dans ce secteur, inférieur à 2 m. De ce fait, on ne détecte aucun système de terrasses emboitées ou superposées. En aval de le Thoult-Trosnay, quelques terrasses alluviales ont pu être identifiées entre Montmirail et Villeneuve-sur-Bellot et en amont de la Ferté-sous-Jouarre. Les altitudes relatives de ces formations alluviales se révèlent être plus élevées que celles observées au niveau des Marais de Saint-Gond, comprises entre +7 et +8 m (Fig. 3.17). Ce système de terrasses alluviales étagées peut donc être associé au même stade d'incision, identifié comme PM.1.

Du fait de la similitude des formations alluviales rencontrées dans les terrasses associées à PM.1 en aval de Montmirail et celles rencontrées dans la plaine alluviale du Petit-Morin au niveau des Marais de Saint-Gond (graviers calcaires au sein d'une matrice sableuse), ces dernières sont également associées au stade d'incision PM.1 malgré leurs altitudes relatives plus faibles (entre +0 et /3 m). Enfin, tout le long du tracé du Petit-Morin, la plaine d'alluviale et de très basses terrasses (dans la parie en aval des Marais de Saint-Gond) situées entre +1 et +2 m sont associés à un nouveau stade d'incision identifié comme PM.0 et associé au profil en long du cours d'eau (Fig. 3.17).

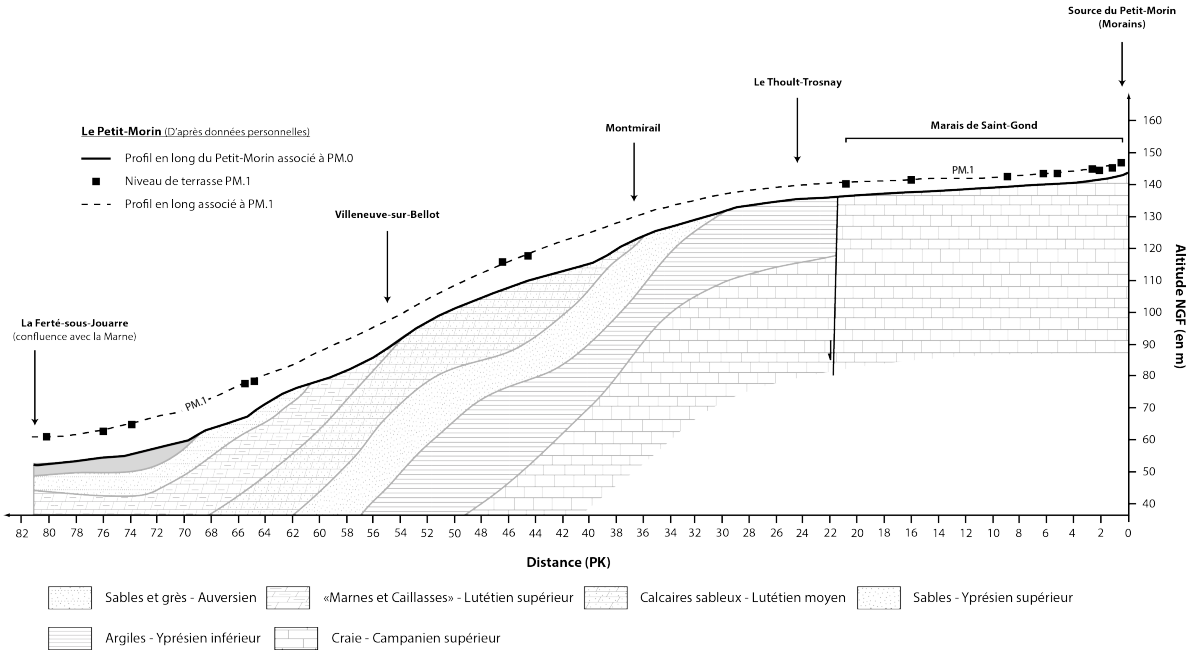


Figure 3.17 : Profil en long des terrasses alluviales du Petit-Morin de sa source (Morains) à sa confluence avec la Marne (La Ferté-sous-Jouarre).

3.3.2.2. Les terrasses alluviales de la Somme-Soude

L'étude des terrasses alluviales de la Somme-Soude se révèle être essentielle dans la compréhension de la réorganisation hydrographique intervenue sur l'interfluve. Dans sa partie amont, la Somme possède un premier niveau d'incision marqué par des altitudes relatives faibles de l'ordre de +1 à +2 m qui peut être assimilé au fond de vallée et associé à Som.0 (Fig. 3.18). En revanche, dans la partie extrême amont du profil, plusieurs terrasses alluviales étagées avec des altitudes relatives comprises entre +6 et +8 m sont identifiées sur le terrain et sont associées à un même stade d'incision nommé Som.1 (Fig. 3.18). En aval de ces premières terrasses alluviales, le profil de la Somme change et une rupture de pente apparait très clairement en amont du coude de capture. Cette dernière a pour effet de modifier considérablement les valeurs d'altitude relatives des terrasses alluviales observées en amont et au niveau du coude de capture. On passe désormais à des altitudes relatives de l'ordre de +15 à +20 m jusqu'à Ecury le Repos. Malgré des valeurs altitudinales beaucoup plus importantes que celles relevées dans la partie amont du cours d'eau, ces terrasses alluviales semblent tout de même être associées au stade d'incision Som.01. (Fig. 3.18).

En aval d'Ecury-le-Repos, hormis les terrasses situées à +2 m et associées à Som.0 que l'on retrouve jusqu'à la confluence avec la Marne, aucune terrasse n'est observée ni sur les cartes

topographiques (Laurain, 1985) ni sur le terrain. Il faut attendre la confluence avec le ruisseau du Mont pour identifier à nouveau des niveaux de terrasses avec des altitudes relatives de l'ordre de +6 à +8 m que l'on retrouve jusqu'à la confluence de la Somme-Soude avec la Marne. Ces niveaux sont donc associés au stade d'incision SS.1 (Fig. 3.18).

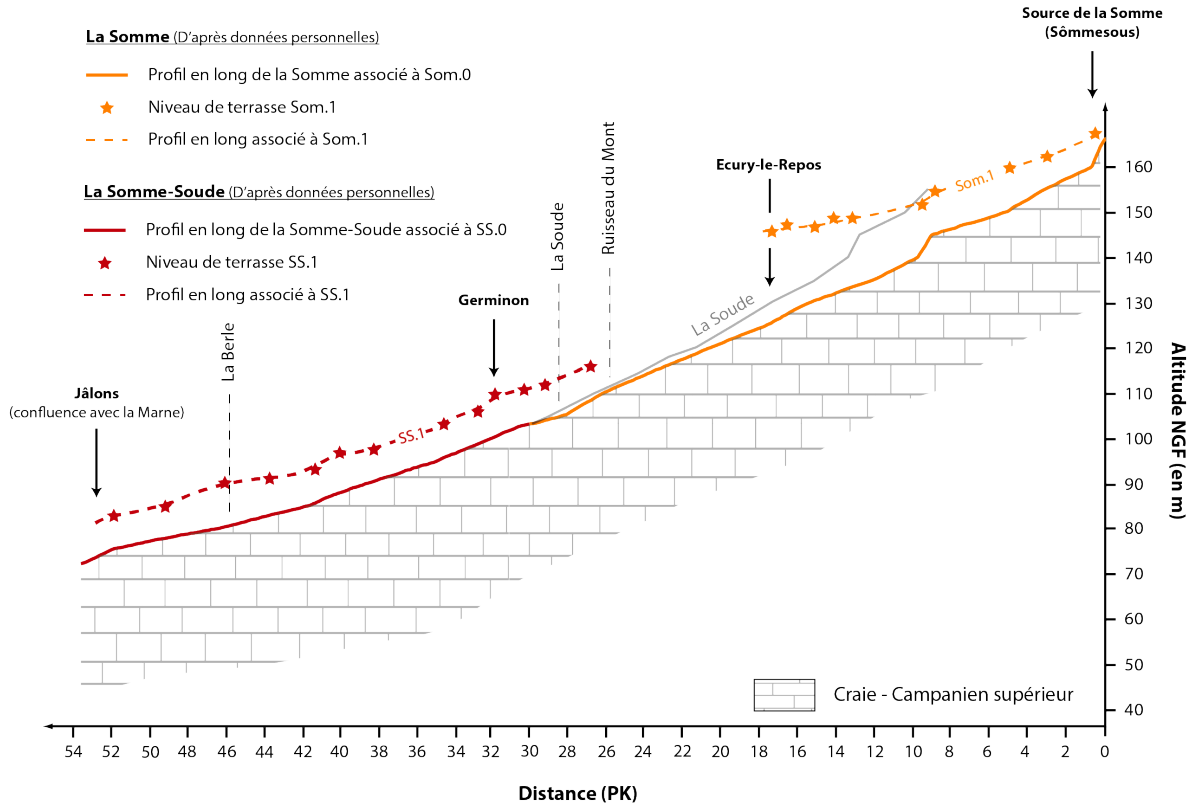


Figure 3.18 : Profil en long des terrasses alluviales de la Somme-Soude de sa source (Sommesous) à sa confluence avec la Marne (Jâlons).

3.3.2.3. Les terrasses alluviales de la Soude

La Soude, devenue affluent de rive droite de la Somme à la suite de la réorganisation hydrographique de l'interfluve présente 2 niveaux d'incision distincts. Dans un souci de simplification des profils, le niveau d'incision So.0 n'est pas représenté car il possède une altitude relative relativement faible de l'ordre de +1 à +2 m et est même parfois confondu avec le fond de vallée. En revanche, un second niveau d'incision apparait nettement tout le long du profil de la Soude. A l'exception de l'extrême amont du cours d'eau, les niveaux de terrasses se situent entre + 6 et +8 m par rapport au fond de vallée actuel et semblent correspondre au même stade d'incision, appelé So.01 (Fig. 3.19). Si les niveaux de terrasses

situés dans la partie amont du profil possèdent une altitude relative plus faible autour de +3 à +4m, elles sont tout de même associées au stade d'incision So.01. Les différences d'altitude relative peuvent s'expliquer par la rupture de pente située dans la partie amont du cours d'eau due à un accident tectonique ou à un retard de la vague d'érosion régressive. On ne retrouve plus aucune terrasse alluviale perchée au-dessus du niveau So.1.

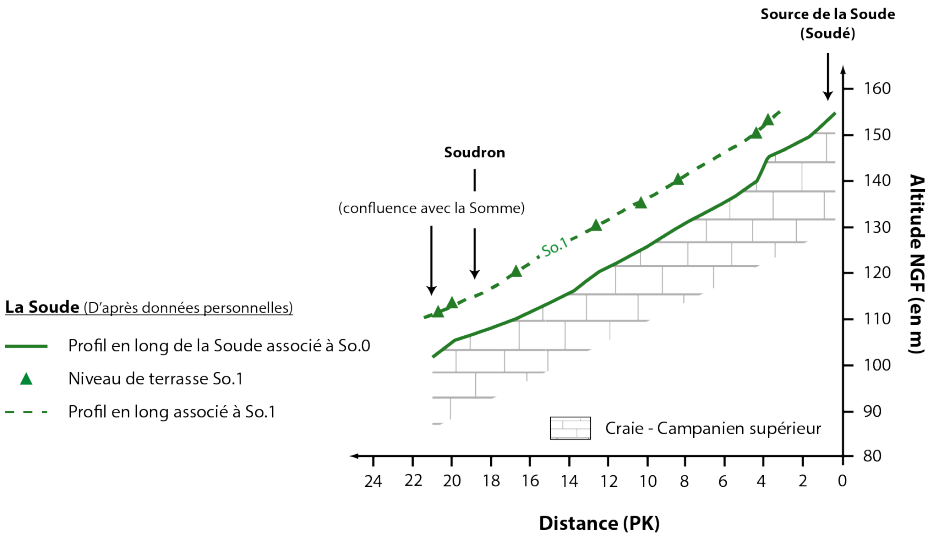


Figure 3.19 : Profil en long des terrasses alluviales de la Soude de sa source (Soudé) à sa confluence avec la Somme.

L'ensemble des niveaux de terrasses ayant été identifié et associé à des stades d'incision différents, il semble qu'une organisation des niveaux de terrasses apparaisse. Tout d'abord, le fond de vallées des cours d'eau se caractérise par une plaine alluviale (plaine d'inondation) plus ou moins large en fonction des vallées rencontrées et de leur incision. Au-dessus de la plaine alluviale, une très basse terrasse emboitée est identifiée (pas systématiquement) entre +1 et +2 m. Au cours de cette étude, ces deux niveaux sont regroupés et associés au même stade d'incision (.0). Enfin, une basse terrasse est régulièrement identifiée sur le terrain entre +6 et +8 m (+15 et +20 au niveau d'Ecury-le-Repos) et est associée à un autre stade d'incision (.1). Dans le secteur d'étude les potentiels plus hauts niveaux de terrasses alluviales ne sont pas identifiables sur le terrain ni sur la carte géologique à l'exception de la vallée de la Marne où des niveaux de hautes terrasses sont indiqués en amont de Châlons-en-Champagne (Fig. 3.16). Une fois les différents niveaux de terrasses alluviales du secteur d'étude identifiés il est nécessaire d'essayer de les corréler avec les niveaux de terrasses de la vallée de la Marne ; d'une part car c'est elle qui constitue le niveau de base de l'ensemble des cours d'eau étudiés

et d'autre part, plusieurs datations absolues ont été réalisées sur plusieurs terrasses correspondant à des stades d'incision différents (Lejeune, 2005).

3.3.3. Corrélation avec les niveaux de terrasses de la Marne

La synthèse de l'ensemble des profils des terrasses des cours d'eau intervenant dans la capture hydrographique de la Somme-Morin par la Soude (Fig. 3.20) permet d'affiner la chronologie et la compréhension de la réorganisation hydrographique.

- La première information importante est l'existence d'une continuité entre les terrasses alluviales de la Somme (Som.1) et celles du Petit-Morin (PM.1), au niveau des Marais de Saint-Gond. Le relevé de ce niveau d'incision du cours d'eau offre un aperçu de la paléo-vallée de la Somme-Morin avant sa capture par la Soude. On remarque que le tracé de la rivière présentait déjà des valeurs de pente très faibles en amont de la percée cataclinale (Marais de Saint-Gond actuel) et qu'un engorgement du fond de vallée semblait déjà être effectif lors du dépôt de ces formations alluviales.

- Le second élément majeur est l'absence de niveaux alluviaux perchés en aval du coude de capture et cela jusqu'à la confluence avec le ruisseau du Mont, peu avant la confluence avec la Soude. Cette organisation signifie qu'il n'y avait pas de cours d'eau dans cette partie lors du dépôt des formations alluviales évoquées précédemment (PM.1 et Som.1). En revanche, la présence de niveaux de terrasses alluviales en rive gauche du ruisseau du Mont, et entre ce dernier et la confluence avec la Soude témoigne que le ruisseau du Mont était déjà actif durant la phase de dépôts (Fig. 3.16).

- Les niveaux de terrasses alluviales de la Soude (So.1) et de la Somme-Soude (SS.1) tous deux situés entre +6 et +8 m semblent appartenir au même stade d'incision et peuvent être également associés au même stade que PM.1 et Som.1.

- La Somme-Soude et le Petit-Morin sont tous les deux des affluents de rive gauche de la Marne et il est possible de corréler leurs différents niveaux de terrasses avec ceux de la Marne. Les niveaux de terrasses alluviales identifiées par O. Lejeune (2005) le long de la Marne et plus particulièrement au niveau des confluences avec la Somme-Soude et

le Petit-Morin permettent de mettre en relation les terrasses alluviales de la Marne avec celles des deux cours d'eau en question. Il s'avère que les niveaux PM.1 et SS.1 se raccordent parfaitement avec le niveau Ma.2 identifié dans la vallée de la Marne (Lejeune, 2005) (Fig. 3.20).

- Selon leur altitude relative identique à PM.1 et Som.1, les niveaux So.1 et SS.1 sont associés au même stade d'incision et sont donc contemporains. L'intégralité des niveaux de terrasses PM.1, Som.1, So.1 et SS.1 correspondent donc au même stade d'incision que Ma.2.

- Concernant les niveaux de terrasses identifiés comme les plus récents (.0), ils sont associés au fond de vallées actuels et seul le secteur compris entre Morains et Ecury-le-Repos ne possède pas de très basses terrasses alluviales à +1 ou +2 m. Pour le reste, on retrouve ce stade d'incision sur l'ensemble des profils étudiés et ils sont eux aussi en relation avec le fond de vallée de la Marne actuel (Ma.0 et Ma.1) (Fig. 3.20).

- L'identification des différents niveaux de terrasses alluviales permet d'affirmer que la capture de la Somme-Morin par la Soude s'est produite après le dépôt des formations alluviales (PM.1 et Som.1) qui constituaient le fond de la vallée de la Somme-Morin, anté-capture. De plus, l'absence de formations alluviales perchées entre la Somme et le ruisseau du Mont illustre que la capture n'était pas effective durant cette phase de dépôt. En revanche, la présence du niveau de terrasses alluviales Som.0 et SS.0 entre le coude de capture et la confluence avec la Marne, et son absence entre Morains et Ecury-le-Repos indique que la capture a eu lieu avant ce nouveau stade d'incision.

Par conséquent, la réorganisation hydrographique intervenue sur l'interfluve s'est déroulée après le dépôt de Ma.2 et avant le dépôt de Ma.0 et Ma.1.

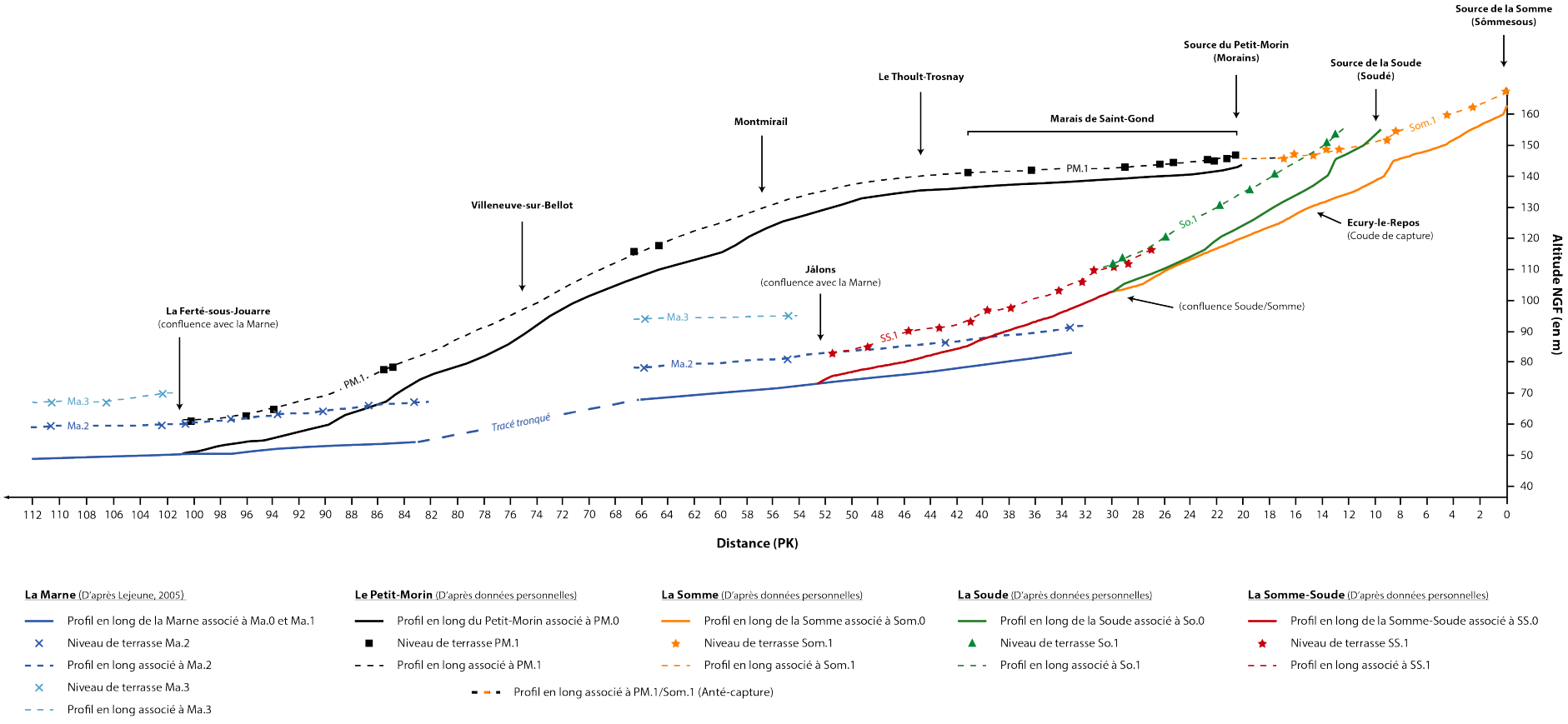


Figure 3.20 : Profils en long des terrasses alluviales du Petit-Morin et de la Somme-Soude rattachés au profil en long des terrasses de la Marne.

Si les très hauts niveaux de terrasses de la Marne (Ma.6 à Ma.4) sont datés comme étant âgés au minimum de 400 000 ans, ils sont en réalité beaucoup plus anciens, c'est-à-dire autour d'1 million d'années au regard des datations obtenues dans d'autres grandes vallées (Lejeune, 2005). Ces datations se heurtent en réalité à la limite de la méthode U/Th (Uranium/Thorium) qui est de 400 000 ans.
En revanche, les formations alluviales du niveau Ma.3, associées à la Marne ont été datées à plusieurs reprises grâce à la méthode ESR (Voichet *et al*, 2009) autour de 150 000 ans (minimum : 132 000 ka et maximum : 170 ka) ce qui les raccordent au stade isotopique 6 (Riss/Saalien) (Tab. 3.5). Les alluvions des terrasses Ma.2 ont également pu être datées par la méthode ESR autour de 105 000 ans, ce qui correspond au stade isotopique 5a-d (Weichsélien précoce/Würm ancien). Les niveaux de terrasse associés à Ma.1 et Ma.0 se raccordent quant à eux aux Tardiglaciaire et à l'Holocène (de 20 000 à l'actuel).

Ayant démontré que les hautes terrasses identifiées sur l'interfluve (PM.1, Som.1, So.1, SS.1) se raccordent avec les terrasses Ma.2, elles peuvent être datées relativement autour de 105 000 ans et être rattachées au stade isotopique 5a-d (Weichsélien précoce/Würm ancien). Pour les basses terrasses et les formations de fonds de vallée (PM.0, Som.0, So.0, SS.0) plusieurs datations ont été réalisées au sein même des Marais de Saint-Gond (cf. *infra*) et permettent de dater ces formations entre 15 000 ans et l'actuel (stade isotopique 1 à 2 : Tardiglaciaire-Holocène). La capture de la Somme-Morin par la Soude semble donc avoir eu lieu entre 105 000 et 20 000 ans.

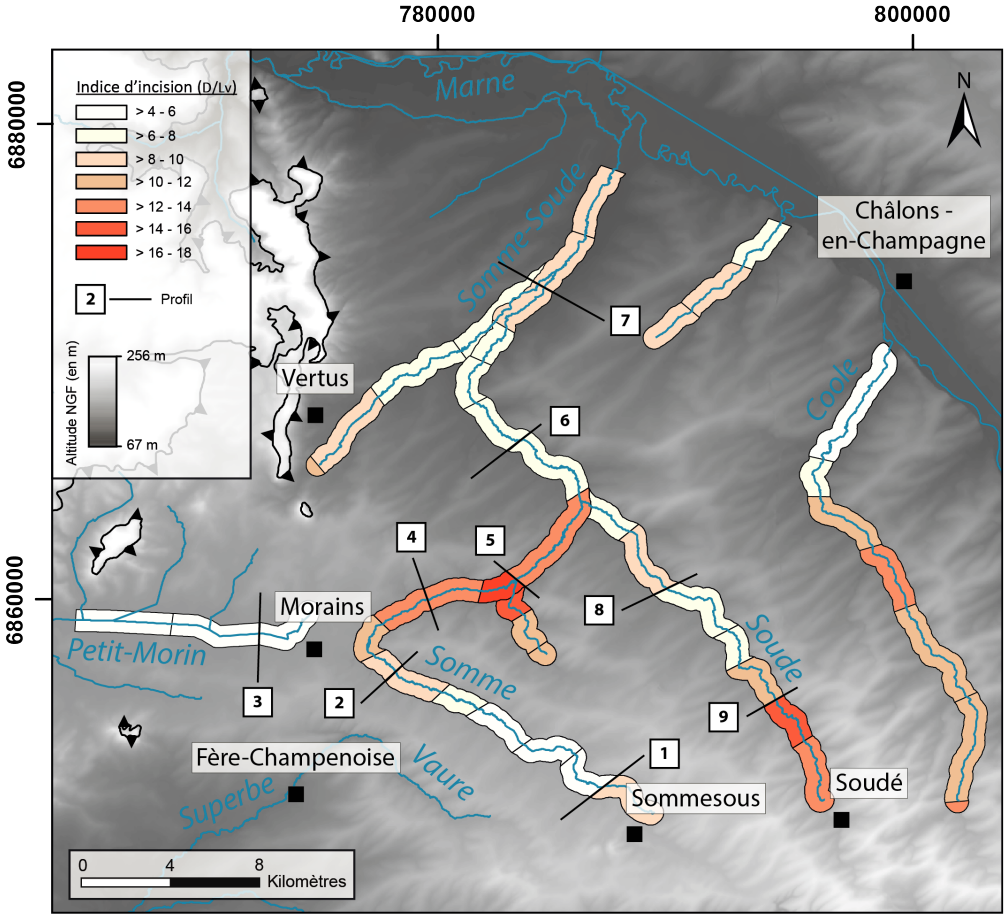
L'analyse des terrasses alluviales des cours d'eau affectés par la capture de la Somme-Morin a permis d'une part d'identifier l'organisation du réseau hydrographique anté-capture et de déceler une continuité sédimentaire entre la vallée de le Somme et celle du Petit-Morin actuel mais également de mieux appréhender les mécanismes de la capture ainsi que sa chronologie.
Le profil des terrasses de la Somme-Soude porte les marques de la capture hydrographique (absence de formations alluviales dans sa partie médiane) et constitue un élément majeur dans la compréhension du phénomène. Les altitudes relatives relevées au niveau du coude de capture (entre +15 et +20 m) anormalement élevées par rapport à la moyenne observée (+6 à +8 m) illustre une incision beaucoup plus importante dans ce secteur. Une analyse de l'incision des cours d'eau concernés par la réorganisation hydrographique peut éventuellement apporter de nouvelles réponses et préciser les mécanismes de la capture.

Marne		Datations	Glaciation associée (stade isotopique)	Correspondance avec les cartes géologiques utilisées (Vertus, Avize, Montmort, Montmirail).	Interfluve
Terrasses	**Altitude relative en aval de la cuesta de Champagne**				**Terrasses**
Ma.6	-	> 1 000 ka (400 ka étant la limite de datation par la méthode U/Th)	-	-	-
Ma.5	-		-	-	-
Ma.4	-	-	-	-	-
Ma.3	15 – 20 m	150 ka (Min : 132 ka Max : 170 ka)	Riss (Saalien) Stade isotopique 6	Fx	-
Ma.2	7 – 12 m	105 ka (Min 84 ka Max : 125 ka)	Weichsélien précoce (Würm) Stades isotopiques 5a-d	Fy	PM.1 Som.1 So.1 SS.1
Ma.1	2 – 3 m	< 20 ka	Tardiglaciaire – Holocène Stades isotopiques 1 -2	Fz	PM.0 Som.0 So.0 SS.0
Ma.0	1 – 0 m	Actuel	Holocène	Fz	

Tableau 3.5 : Tableau récapitulatif des datations des terrasses de la Marne (d'après Lejeune, 2005).

3.4. L'incision des vallées au niveau du site de capture

Les cours d'eau précédemment étudiés ont également fait l'objet d'une analyse du taux d'incision de leur vallée. Pour cela, l'ensemble du linéaire du cours d'eau choisi est découpé en tronçons de plusieurs kilomètres. Des profils transversaux de la vallée sont réalisés au début et à la fin de chaque tronçon et entre ces deux derniers d'autres profils sont réalisés afin d'obtenir un indice d'incision pour chaque tronçon. L'indice d'incision correspond au ratio entre le dénivelé et la largeur de la vallée (D/Lv). Les valeurs obtenues sur le secteur d'étude sont comprises entre 4 et 18. L'objectif ici est de visualiser la grandeur ou non de l'incision des vallées sur l'interfluve.



Système de coordonnées projeté : RGF93 / Lambert 93 métrique
Sources des données : ©IGN BD TOPO®, 2011

Figure 3.21 : Incision des cours d'eau concernés par la capture hydrographique de la Somme-Morin.

Dans sa partie amont, la vallée de la Somme est assez peu incisée et présente un indice d'incision compris entre 4 et 10 (Fig. 3.21). En aval de la source de la Somme, la rivière est encaissée de moins de 20 m et le profil transversal montre une rive gauche en pente douce et

une rive droite plus abrupte, signe qu'au fil de Pléistocène le cours d'eau s'est déplacé du sud-ouest vers le nord-est (Fig. 3.22 ; 1.). On retrouve d'ailleurs ce schéma sur l'ensemble des cours d'eau orientés sud-est/nord-ouest, où un glissement en direction de la Marne semble s'opérer. En amont du coude de capture, la Somme s'incise brusquement de plus de 10 m par rapport au profil transversal précèdent et entaille le substrat crayeux de manière à faire apparaitre des rives pentues de part et d'autre de la vallée (Fig. 3.22 ; 2.).

Au niveau des Marais de Saint-Gond et de la vallée du Petit-Morin, les indices d'incision sont extrêmement faibles (entre 4 et 6) et le profil transversal témoigne d'une vallée marquée par une absence quasi-totale d'incision (Fig.3.22 ; 3.). A la différence de la vallée de la Somme, le Petit-Morin est ici incisé de seulement quelques mètres et possède une vallée large de près de 4 km.

Ces trois premiers profils transversaux montrent qu'il existe entre la partie supérieure de la Somme et celle du Petit-Morin, des dynamiques hydrologiques tout à fait différentes sans doute dues à des dynamiques d'érosion inégales entre les deux vallées.

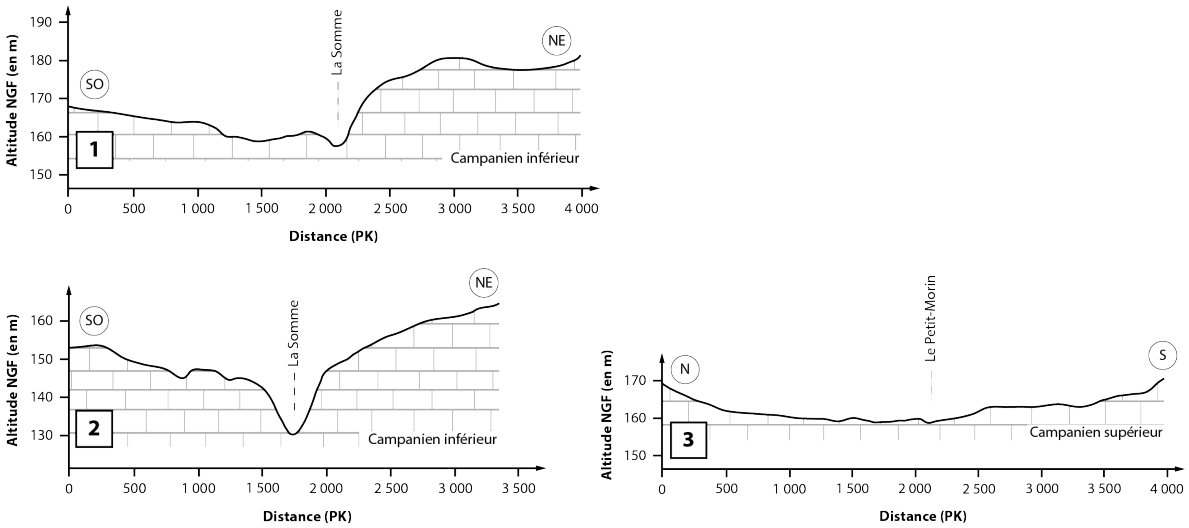


Figure 3.22 : Profils topographiques transversaux de la Somme anté-capture et du Petit-Morin.

En aval du coude de capture hydrographique, la vallée de la Somme présente les valeurs d'incision les plus élevées, comprises entre 12 et 18. L'incision la plus marquée se situe au niveau du profil n°5 où le cours d'eau entaille sa vallée sur près de 40 m (Fig.3.22 ; 5.).

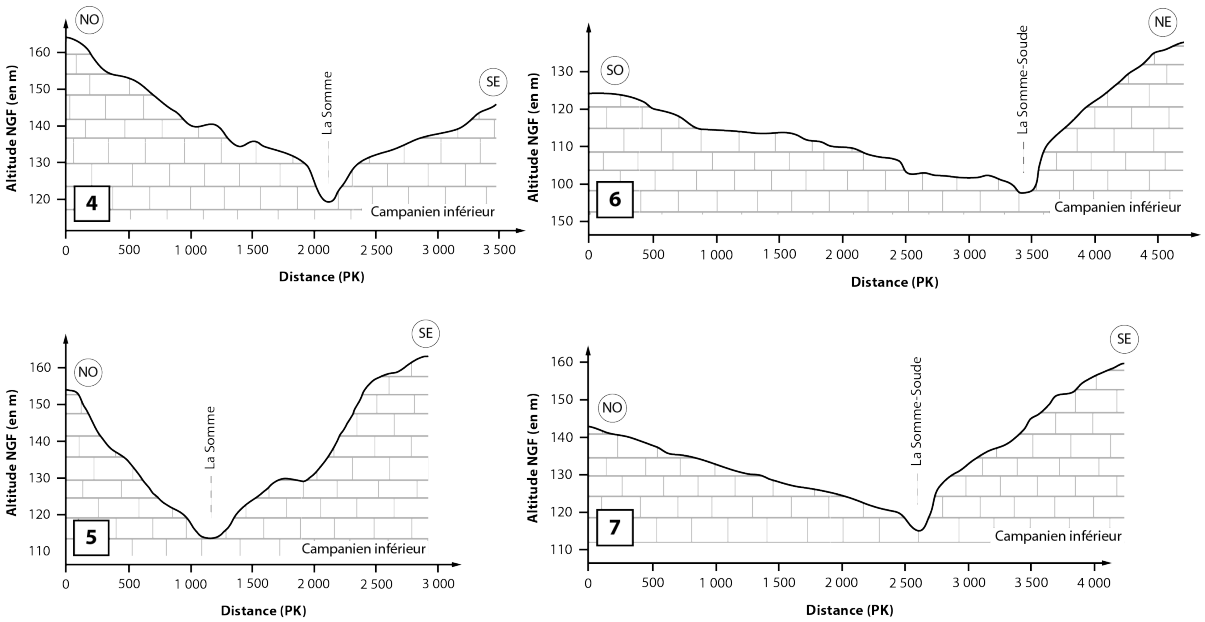


Figure 3.23 : Profils topographiques transversaux de la Somme post-capture (coude de capture) et de la Somme-Soude.

Dans la partie aval de la Somme-Soude, on retrouve une vallée identique à celle observée dans la partie supérieure de la Somme, caractérisée par un glissement progressif du cours d'eau vers le nord-est et une rive droite beaucoup plus pentue (Fig. 3.23 ; 6-7.). De plus, l'incision de la Somme-Soude y est plus faible (indice d'incision compris entre 6 et 10). On retrouve cette organisation jusqu'à la confluence avec la Marne à Jâlons.

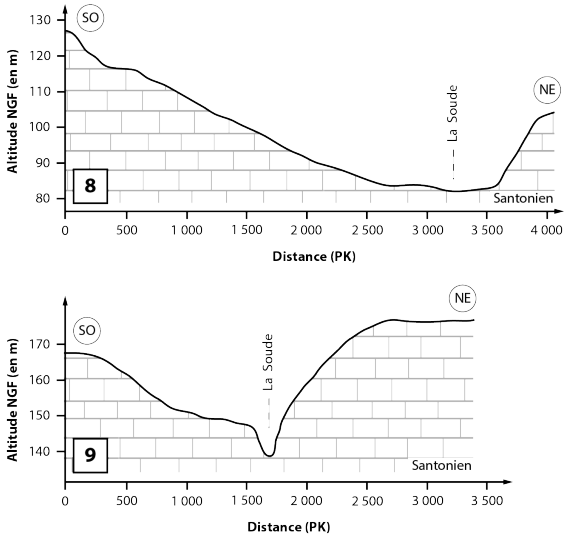


Figure 3.24 : Profils topographiques transversaux de la Soude.

Concernant l'incision de la Soude, dans sa partie aval, la coupe transversale du cours d'eau montre une organisation identique à celle observée dans la partie supérieure de la Somme et dans la partie inférieure à la Somme-Soude (Fig.3.24 ; 8). En revanche, dans sa partie amont, la Soude s'incise plus fortement au niveau d'une rupture de pente du profil de cours d'eau. L'incision plus importante dans ce secteur peut donc s'expliquer par le fait que l'on se situe en limite de la vague d'érosion régressive de la rivière et que cette dernière n'a pas eu le temps d'atteindre son profil d'équilibre.

L'incision des différents cours d'eau intervenant dans la capture hydrographique permet de mettre en valeur un profil transversal « type » que l'on retrouve dans la partie amont de la Somme, dans la partie aval de la Somme-Soude et de la Soude. On y observe de manière générale un cours d'eau faiblement incisé et un glissement du cours d'eau vers le nord-est, en direction de la Marne qui engendre des rives gauches en pente douce sur lesquelles se situent les terrasses alluviales lorsqu'elles sont encore visibles. Les rives droites sont en revanche plus raides et marquées par des dépôts colluviaux plus importants. Toutefois, cette organisation ne se retrouve pas partout, notamment au niveau du coude de capture et dans la partie amont du Petit-Morin. En amont et dans le coude de capture, la Somme s'incise de manière plus marquée et illustre une dynamique érosive plus importante intervenue entre la partie amont de la Somme et la confluence avec la Soude.

A la suite de la réorganisation hydrographique de l'interfluve, la Somme a vu son niveau de base être modifié et passer de la Marne à la Ferté-sous-Jouarre à la Marne à Jâlons. En effet, le cours d'eau conquérant a incisé progressivement par érosion régressive sa vallée jusqu'à ce que la capture hydrographique soit effective. Une fois la capture réalisée, la vague d'érosion régressive se poursuit jusqu'à l'amont du cours d'eau capturé. C'est cette incision qui est enregistrée dans le coude la capture de la Somme-Soude.

Contrairement à la forte incision observée en amont et dans le coude de capture, la vallée supérieure du Petit-Morin présente une incision quasi-nulle qui confirme que l'érosion régressive à la base de l'incision de la vallée de la Somme est intervenue à la suite de la capture.

3.5. Relevé des orientations des vallons secs

Afin de comprendre si la fracturation régionale a joué un rôle dans l'organisation et la réorganisation du réseau hydrographique de l'interfluve, l'ensemble des 2 448 vallons secs et actifs observés sur l'interfluve Marne/Aube ont été vectorisés et ont fait l'objet d'un traitement statistique. En parallèle ces résultats seront comparés avec l'orientation des failles identifiées sur les cartes géologiques et par Duprat (1997). Le relevé de l'ensemble des vallons montre une orientation préférentielle comprise entre 40 et 70 degrés mais la distribution de l'orientation des vallons est affinée grâce à la construction de diagrammes polaires.

En milieu crayeux, il est généralement admis que les vallons et vallées enregistrent fidèlement les directions de la fracturation tectonique. En effet, la distribution bidirectionnelle de la fracturation détermine un compartimentage structural entrainant un cloisonnement des aquifères qui affecte le tracé des cours d'eau et les modalités d'écoulement en zone vadose (Devos, 2010). Afin de mieux appréhender l'impact de la fracturation de la craie sur la genèse et l'organisation spatiale du réseau hydrographique, les orientations des vallons sont directement comparées aux principales orientations tectoniques. Une distinction entre les vallons actifs et les vallons secs est réalisée (Fig. 3.25), et afin de mettre en évidence l'impact de la tectonique en fonction de l'importance des cours d'eau, l'intégralité des vallons sont classés en fonction de leur ordination selon la méthode d'Horton-Strahler (Fig. 3.26). Ainsi chaque ordre peut faire l'objet d'un diagramme polaire et être comparé aux principales orientations tectoniques mises en évidence par Duprat (1997).

Pour les failles présentes sur la zone d'étude, deux directions majeures se distinguent. La première, largement majoritaire est reliée soit à la phase tectonique mineure thanétienne (N 45° E), soit à la famille de failles de direction varisque N 65° E associées aux poussées alpines. La seconde est reliée aux failles tectoniques de direction armoricaine du Paléogène, plutôt représentative de la compression pyrénéenne (N 122° E).

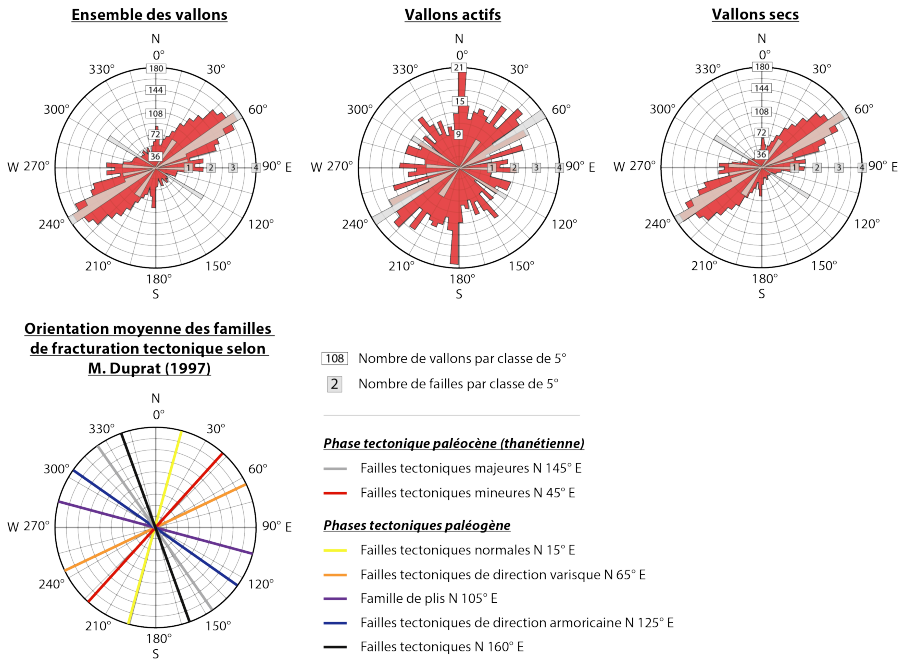


Figure 3.25 : Diagramme de l'orientation des vallons actifs et secs de l'interfluve Marne-Aube.

De manière générale, l'ensemble des vallons est affecté par une orientation générale NE-SW (plus de 43%), puis par deux orientations minoritaires E-W (12%) et N-S (7%) (Fig. 3.25). Concernant les vallons actifs, la dispersion est telle qu'aucune orientation préférentielle n'est observable à l'exception d'une orientation N-S. En revanche, la répartition de l'orientation des vallons secs et identique à celle observée pour l'ensemble des vallons (Fig. 3.25).

L'orientation des vallons en fonction de leur ordination varie fortement. En effet, les cours d'eau d'ordre 1 et 2 sont dominés par presque les mêmes orientations que les vallons secs de l'interfluve soit NE-SW (N 50° E et N 65° E) et E-W. On remarque cependant moins de vallons d'ordre 1 et 2 orientés N-S (Fig. 3.26). Pour les vallons d'ordre 3, la distribution est beaucoup moins homogène mais l'on peut distinguer une première orientation NE-SW majoritaire, une autre SE-NW et une dernière N-S. Enfin, les cours d'eau d'ordre 4 présentent deux orientations, une N 35° E et une seconde N-S (Fig. 3.26).

La confrontation des données statistiques du réseau hydrographique et de la fracturation permet d'établir des liens génétiques entre les différentes familles de failles et les principales directions de circulation des eaux de surface. En effet, il ressort de ces résultats qu'il existe un rôle de structuration tectonique dans la circulation hydrique de surface actuelle et passée notamment pour les vallons d'ordre 1, 2 et 3 dans une moindre mesure (soit 99% des vallons de

l'interfluve). Les diagrammes polaires de ces vallons se superposent parfaitement aux diagrammes des failles identifiées sur les différentes cartes géologiques. Ainsi, ces vallons suivent la même orientation générale que les failles régies par le jeu de failles de direction varisque (poussée alpine) ou le jeu de failles mineures et majeures thanétiennes.

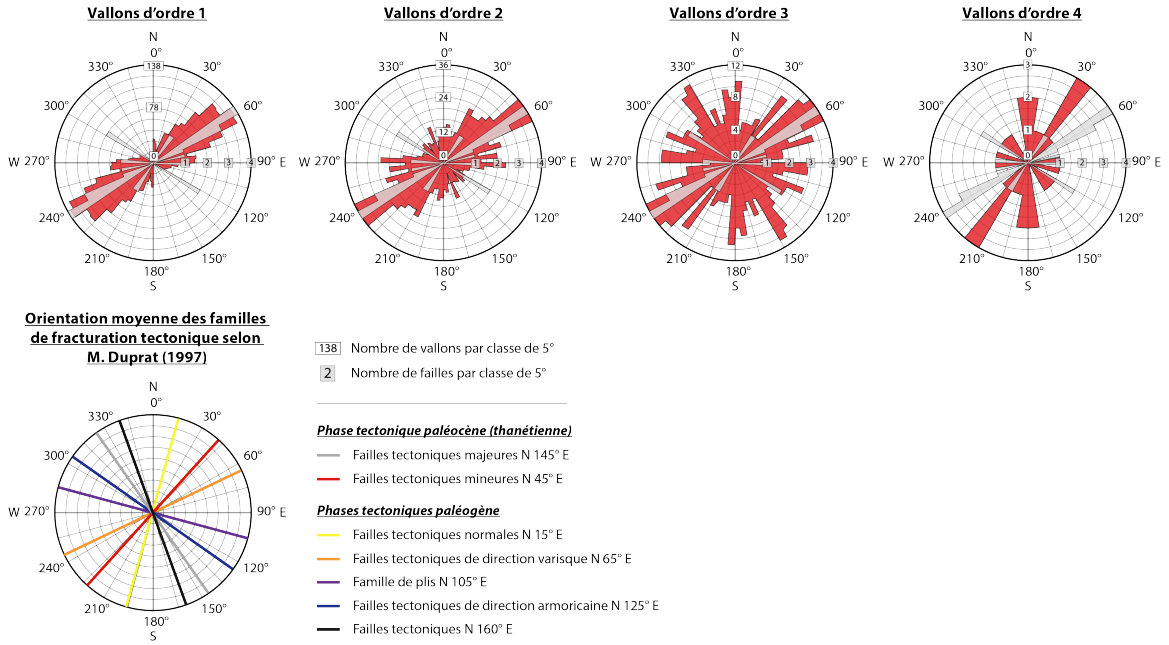


Figure 3.26 : Diagramme de l'orientation des vallons de l'interfluve Marne-Aube selon l'ordination de Horton.

Il parait concordant de trouver l'impact des poussées alpines plus important que celui induit par l'orogénèse pyrénéenne au regard des distances respectives qui les séparent de la zone d'étude. On peut remarquer en revanche que la direction armoricaine N 125° E qui structure les paysages à l'est de la côte de Champagne (Devos, 2010) est ici peu identifiée dans le réseau hydrographique.

Pour les vallons proches ou reliés à la Marne et l'Aube (d'ordre 4), la corrélation avec des orientations tectoniques est moins évidente. Les vallons de cet ordre sont peu nombreux et présentent deux orientations majeures (NE-SW et N-S) qui les rendent perpendiculaires aux cours de la Marne et de l'Aube. Il semble que l'orientation de ces vallons proches des grands axes de drainages régionaux soient plus affectés par l'incision des cours d'eau (fracturation de détente mécanique) que suscités par la tectonique régionale. Concernant les vallées de la Marne et de l'Aube leur orientation répond davantage à une logique eustatique qu'à la fracturation.

L'installation du réseau hydrographique s'effectue corrélativement au retrait des mers sur des surfaces de régression inclinées SSE-NNW au fini-crétacé (Harmand, 2004). Après le Crétacé, les mers intérieures de l'Eocène, centrées sur le bassin de Paris, imposent une orientation E-W au réseau hydrographique de l'est du bassin de Paris, ce qui explique l'organisation spatiale des grands axes de drainage de la Marne et de l'Aube dans notre zone d'étude.

L'analyse de la fracturation et du réseau hydrographique éteint et actif permet d'évaluer l'impact de la tectonique régionale, différencié de l'impact de la fracturation de détente sur la circulation des eaux de surfaces. Les vallons d'ordre 1,2 et 3 situés sur l'interfluve Marne/Aube sont principalement organisés selon le réseau de fracturation mis en place durant le Tertiaire. A l'inverse, les vallons d'ordre 4 souvent reliés aux grands axes de drainage (Marne, Aube) sont quant à eux organisés selon le réseau de fracturation de détente mécanique dû à l'incision de la Marne et de l'Aube et de l'action de l'érosion régressive.

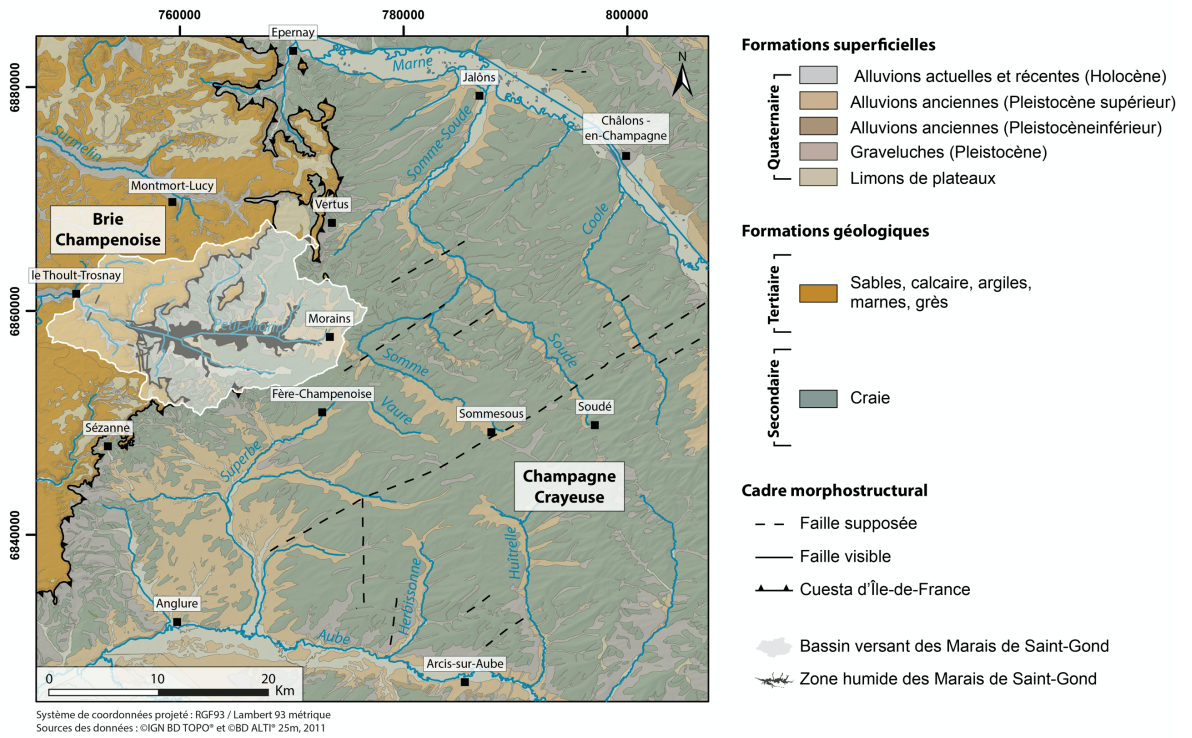


Figure 3.27 : Cartographie morphostructurale de l'interfluve Marne/Aube.

Si la fracturation joue un rôle essentiel dans l'organisation du réseau hydrographique de l'interfluve, elle a pu également jouer un rôle important dans la capture de la Somme-Morin par la Soude. La présence d'une faille (Mégnien, 1977) orientée SO-NE, qui recoupe la vallée

de la Somme en amont d'Ecury-le-Repos (Fig. 3.27) et rejoint la Somme en aval de la confluence avec le ruisseau du Mont, a tout à fait pu assister le processus de capture. En effet, cette faille peut s'avérer déterminante en termes d'infiltration karstique notamment en zone vadose où une vidange hydrogéologique de la Somme vers l'aval du ruisseau du Mont a pu être effective. Ce potentiel transfert hydrogéologique a pu initier ou favoriser le phénomène d'érosion régressive d'un affluent de rive gauche de la Soude tout en diminuant le débit de la Somme dans sa partie amont.

Ce processus a pu se réaliser lors de périodes climatiques favorables à la circulation des eaux en zone vadose (absence de pergélisol) et s'est sans doute déroulé sur le temps long de manière à assister la capture hydrographique intervenue à la fin de la dernière période froide du Weichsélien.

3.6. Chronologie et mécanismes des captures sur l'interfluve Marne/Aube

L'ensemble des indices de capture hydrographique (hydrologiques, morphologiques ou sédimentaires) ainsi que les différentes analyses morphométriques et morphosédimentaires relevés lors de ce travail permettent de mieux appréhender la chronologie et les mécanismes à l'origine de la capture de la Somme-Morin par la Soude. En effet, cette dernière semble donc s'être réalisée grâce à un ensemble de mécanismes dans lesquels les processus climatiques et morphostructuraux ont joué un rôle essentiel.

- Le fonctionnement amont de la vallée supérieure capturée est conditionné par un contrôle morphoclimatique (Harmand, 2004). En effet, les formations superficielles crayeuses, sur lesquelles s'écoulait la paléo Somme-Morin, issues de la cryoclastie subie par l'encaissant, produisent lors des périodes froides des volumes importants d'alluvions qui viennent « empâter » le fond de vallée et ralentir la dynamique hydrologique (Qs > Ql) (Fig. 3.28 ; 3).

- Un contrôle aval de la vallée abandonnée suite à la capture s'effectue quant à lui sous la forme d'un contrôle lithologique. En effet, le creusement de la paléo Somme-Morin étant ralenti par la résistance des formations calcaires tertiaires de la côte d'Ile-de-France (Lutétien, Ludien), ceci engendre une baisse de l'hydrodynamisme et limite l'évacuation des cryoclastes générés en amont (Fig. 3.28 ; 4) C'est un élément qui semble avoir joué un rôle majeur dans la capture de la Somme-Morin au vu de l'imposante nappe alluviale présente au niveau des Marais de Saint-Gond (vallée amont du Petit-Morin).

- Le contrôle aval du cours d'eau bénéficiaire est assuré par un niveau de base déprimé par rapport au cours d'eau amont capturé. En l'occurrence, la Marne possède une incision plus marquée que l'ensemble des cours d'eau de l'interfluve et par conséquent constitue le niveau de base local (Fig. 3.28 ; 1).

- Enfin, le contrôle amont du cours d'eau conquérant joue un rôle primordial dans la capture de la Somme-Morin. En effet, l'érosion régressive induite par les différences d'altitude entre le cours d'eau conquérant (Ruisseau du Mont) et le futur cours d'eau capturé (Somme-Morin) engendre une dynamique hydrologique importante, potentiellement assistée par du karst en milieu calcaire (Fig. 3.28 ; 2) (Losson, 2004 ; Devos *et al*, 2013).

La capture de la Somme-Morin par la Soude se serait donc effectuée au sommet d'un remblaiement alluvial important selon un processus de déversement due à l'exhaussement du lit du futur cours d'eau capturé (Somme-Morin) vers un cours d'eau bénéficiaire (Soude), via un tronçon de cours d'eau conquérant (Ruisseau du Mont). Ce type de processus est représentatif des principales captures hydrographiques survenues dans l'est du Bassin de Paris (Haute-Moselle, Ornain-Saulx, Aire-Bar,...) (Harmand, 2004). Ce type de capture hydrographique s'effectue de manière progressive, à la fin d'une période froide (Macaire, 1990). Le tracé actuel du cours d'eau post-capture (Somme-Soude) est le résultat de l'épisode d'incision succédant à la capture, généralement en phase cata ou anaglaciaire.

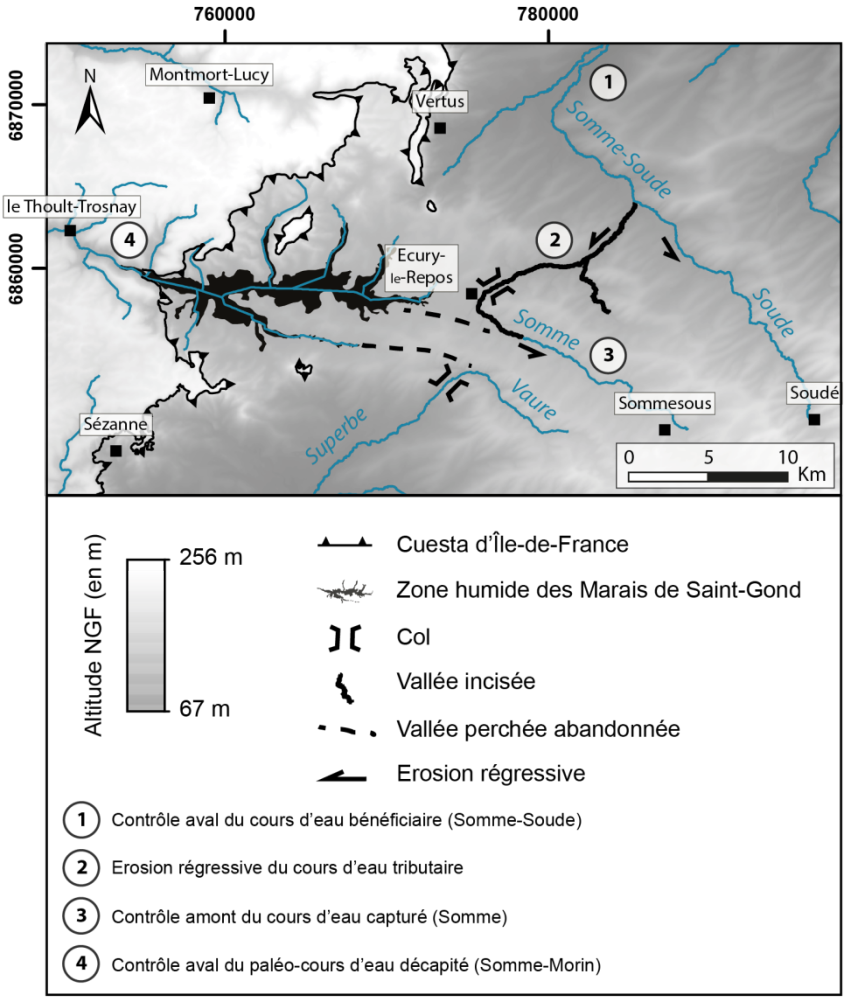


Figure 3.28 : Les mécanismes de la capture de la Somme-Morin.

La Somme-Morin (anté-capture) s'est développée durant le Quaternaire dans un contexte d'alternances de périodes glaciaires et interglaciaires synonymes à la fois de phases d'incisions

mais également de phases d'accumulations et de dépôts alluviaux. C'est dans ce contexte que s'est déposée la nappe alluviale associée aux « alluvions anciennes, Fy », identifiée sur le terrain. En effet, de par la nature gélive du substrat crayeux, aucune terrasse pouvant être associée à des stades d'incisions plus anciens n'a pu être formellement identifiée.
L'étude de la répartition spatiale des terrasses alluviales et de leur morphométrie a permis de mettre en valeur d'une part, une continuité des formations alluviales entre la vallée amont de la Somme et la vallée amont du Petit-Morin et d'autre part, l'absence de formations alluviales dans la partie médiane de la Somme-Soude entre l'aval du coude du capture à Ecury-le-Repos et la confluence avec le Ruisseau du Mont, affluent de rive droite de la Somme-Soude. Ces deux éléments majeurs semblent démontrer que la capture de la Somme-Morin par la Soude se serait déroulée après le dépôt des formations alluviales anciennes, associées à Fy. De plus, ceci est confirmé par la présence cette fois-ci de formations alluviales récentes (Fz) sur l'ensemble du tracé de la Somme-Soude et du Petit-Morin à l'exception de l'ancien tracé de la Somme-Morin, entre le coude de capture et la partie amont du Petit-Morin actuel (Fig. 3.29).

La capture de la Somme-Morin par la Soude semble donc être intervenue après le dépôt des formations alluviales anciennes (Fy) et avant celui des formations alluviales récentes (Fz).

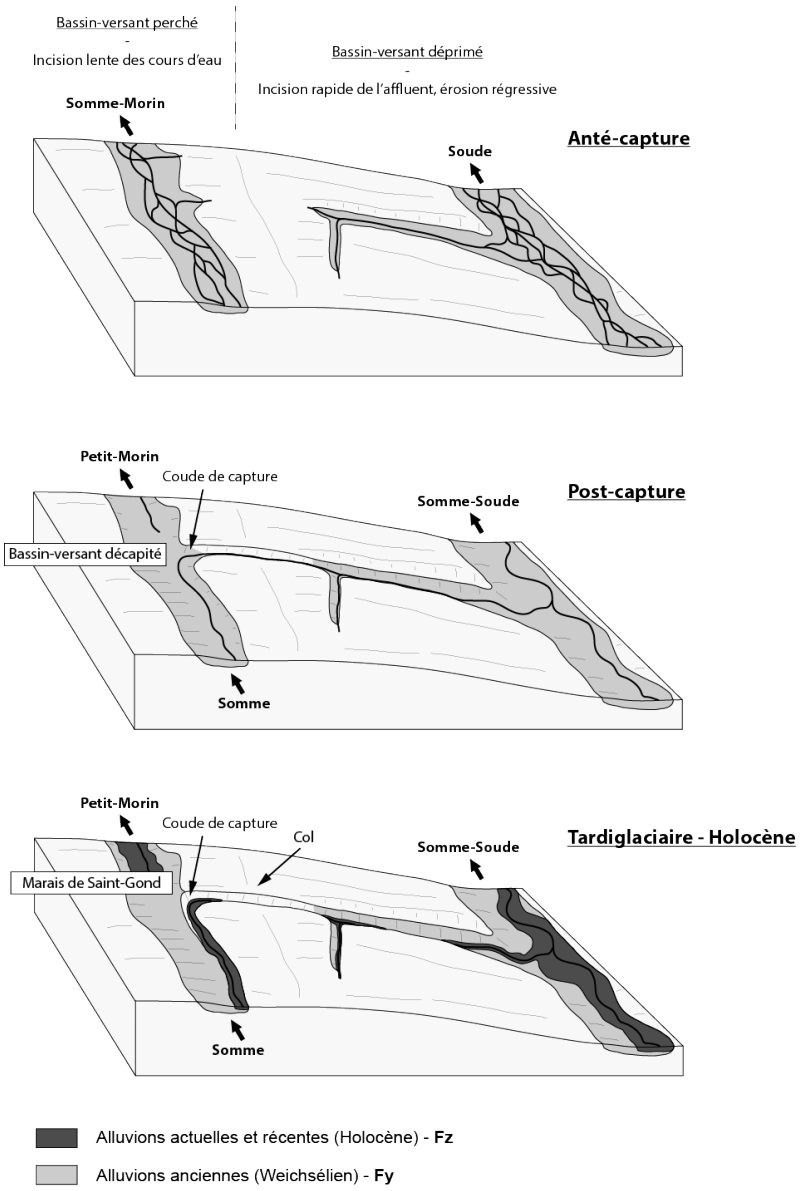


Figure 3.29 : Localisation des formations alluviales au niveau du coude de capture hydrographique de la Somme-Morin.

Conclusion du chapitre 3

L'étude des profils en long des terrasses alluviales du Petit-Morin, de la Somme, de la Soude et de la Somme-Soude a permis de mettre en évidence sur l'ensemble de l'interfluve des niveaux d'incision identiques, associés à la fois, aux formations alluviales anciennes (Fy) (Som.1, PM.1, So.1 et SS.1), ainsi qu'aux formations alluviales récentes (Fz) (Som.0, PM.0, SO.0, SS.0). Si aucune datation n'a pu être réalisée sur les terrasses alluviales de l'interfluve, le raccordement des stades d'incision de la Somme-Soude (SS.1) et du Petit-Morin (PM.1) avec celui de la Marne, associée à Ma.2 qui lui a pu être daté (Lejeune, 2005) permet d'affirmer que la capture de la Somme-Morin par la Soude s'est produite durant la dernière période glaciaire Weichsélienne (stades isotopiques 2 à 5a-d). Cette datation relative place la capture de la Somme-Morin comme relativement récente comparée aux grandes captures hydrographiques de l'est de la France (Losson, 2003, Harmand, 2004, Cordier *et al*, 2014). Toutefois les différents indices morphométriques obtenus sur le Petit-Morin et sur l'ensemble des cours d'eau de l'interfluve semblent valider cette datation récente. En effet, les cours d'eau précédemment cités portent encore aujourd'hui la marque de la capture. Le Petit-Morin possède aujourd'hui un indice de concavité négatif (-0,37) qui illustre le fait que son profil longitudinal est paradoxalement convexe. Si la partie aval du Petit-Morin est marquée par une faible concavité témoignant d'une érosion régressive effective, la partie amont du profil est marquée par une concavité importante qui illustre l'absence d'érosion régressive. La capture, en privant le Petit-Morin d'une partie de son bassin d'alimentation amont a considérablement réduit la dynamique hydrologique du cours d'eau. De plus, la capture de la Somme-Morin étant récente, peu d'épisodes d'incision se sont passés entre la capture et aujourd'hui et par conséquent n'ont pas pu inciser le Petit-Morin afin qu'il retrouve son profil d'équilibre. Sur l'interfluve, le niveau de base local (la Marne) étant plus proche, la Somme-Soude a su profiter des apports du bassin d'alimentation amont de l'ancienne Somme-Morin suite à la capture et a permis une incision plus marquée de son profil même s'il semblerait que la vague d'érosion régressive n'est pas atteint l'entièreté du profil.

La capture hydrographique de la Somme-Morin joue donc un rôle important dans l'existence des Marais de Saint-Gond. En effet, en privant le Petit-Morin d'une partie de son bassin d'alimentation et par conséquent en réduisant considérablement son hydrodynamisme dans sa partie amont, la capture a largement participé à l'apparition d'une vaste zone humide. Cette dernière repose sur d'importants remplissages alluviaux hérités des périodes glaciaires

précédant la mise en place de la capture (Qs > Ql) sur lesquels sont venus s'ajouter d'épais remplissages tardiglaciaires et holocènes, consécutivement à la capture hydrographique.

Chapitre 4 : Les Marais de Saint-Gond du Tardiglaciaire à l'Holocène

Durant le Tardiglaciaire et l'Holocène, le corridor fluvial du Petit-Morin « récemment » amputé de son bassin d'alimentation amont, à la suite de la capture hydrographique de la Somme-Morin a connu des phases de dépôts sédimentaires venus combler le fond de la vallée. La nature de ces dépôts illustre l'évolution des conditions climatiques depuis les 15 000 dernières années. L'étude des remplissages alluviaux offre des informations indispensables quant à leur nature et leur géométrie. Ces données sont ensuite exploitées sous la forme de profils des remplissages et une reconstitution paléoenvironnementale est également réalisée.

4.1. Étude des remplissages sédimentaires des Marais de Saint-Gond

L'étude des remplissages sédimentaires des fonds de vallées du nord-est de la France tels que la Seine, l'Oise, la Somme et la Marne constitue des terrains de recherche privilégiés pour de nombreux géomorphologues (Pastre et Leroyer, 1997 ; Francez, 1999 ; Pastre *et al*., 2000 ; Ponel *et al*, 2005 ; Notebaert, 2010 ; Le Jeune, 2012) (Fig. 4.1). L'étude sédimentaire en elle-même permet d'étudier la géométrie de l'enregistrement sédimentaire à partir de sondages ou de profils. Mais une fois associée à des domaines tels que la palynologie, l'étude de la géométrie des remplissages vise à mieux appréhender la réponse des rivières et donc des fonds de vallées face aux changements environnementaux intervenus durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Grâce aux nombreuses recherches effectuées dans le nord-est du bassin de Paris, les séquences sédimentaires du Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène semblent bien identifiées et sont relativement identiques dans l'ensemble des grandes vallées étudiées.

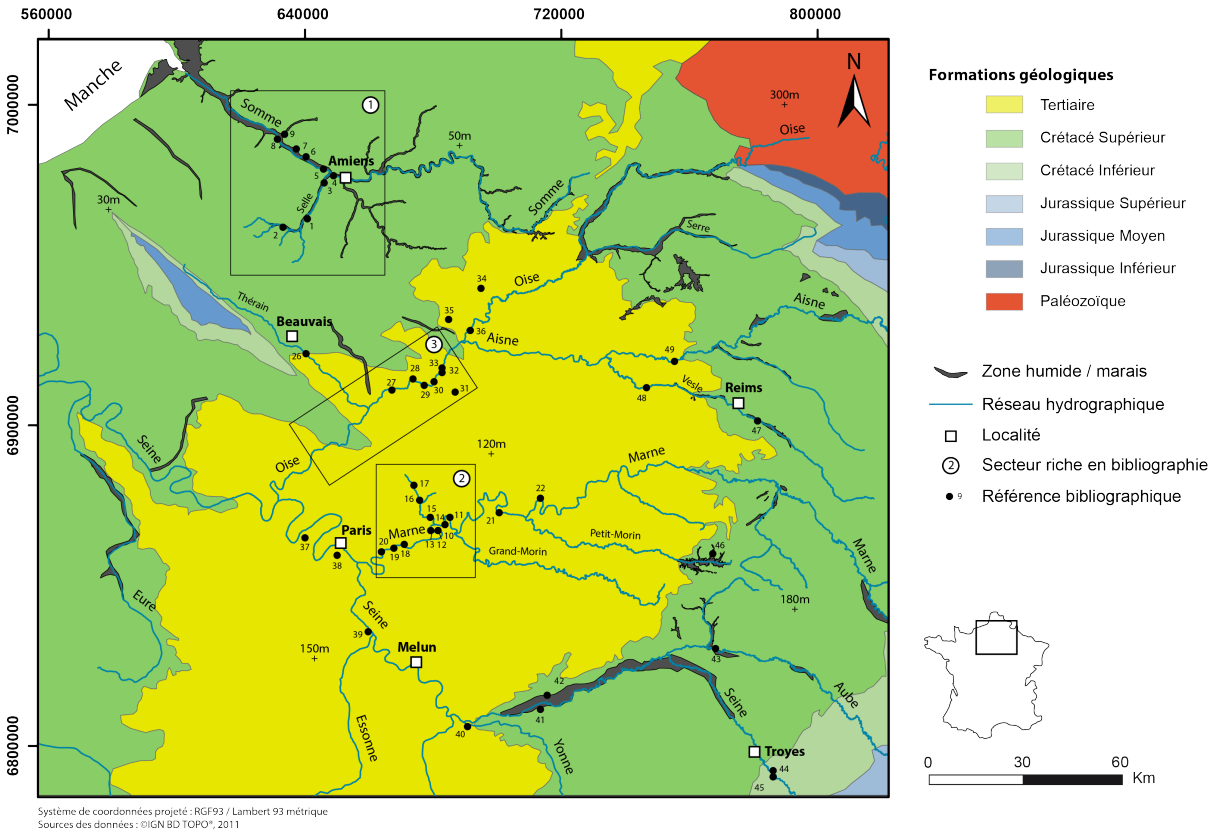


Figure 4.1 : Secteurs privilégiés dans l'étude des remplissages alluviaux du nord-est de la France.

Si les grands bassins du nord-est de la France (Oise, Somme, Marne, Seine) ont été très étudiés au cours du XXème et du XXIème siècle, la Champagne crayeuse et plus particulièrement, le secteur des Marais de Saint-Gond est très peu documenté à l'exception de quelques travaux universitaires (Salaün, 1999, 2000, 2003, 2005 ; CPNCA, 2009 ; Depreux, 2015) et du BRGM. La très faible quantité de références bibliographiques relative traitant des remplissages sédimentaires autour et dans les Marais de Saint-Gond rend nécessaire l'étude des remplissages sédimentaires du secteur. L'objectif est non seulement de comprendre la réactivité du fond de vallée aux changements environnementaux durant le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène mais surtout d'appréhender le rôle de la géométrie des remplissages sur le fonctionnement hydrodynamique des marais qui sera traité dans le chapitre 3.

4.1.1. Localisation des sondages réalisés et du secteur prospecté en géophysique

Avec une superficie de l'ordre de 2 500 hectares, les Marais de Saint-Gond représentent un espace vaste, dans lequel il est essentiel de sélectionner des secteurs privilégiés, offrant des caractéristiques morphologiques différentes (secteur amont, secteur médian et secteur aval) en accord avec les recherches bibliographiques effectuées sur d'autres secteurs. L'ensemble des terrains sur lesquels sont réalisés les sondages sont pour la grande majorité des terrains privés (environ 90%) à l'exception de trois parcelles détenues ou gérées par le **C**onservatoire des **E**spaces **N**aturels de **C**hampagne-**A**rdenne (CENCA) sur les communes de Reuves et de Oyes, dans la partie aval des marais. Pour le reste, les accords des propriétaires et des communes sont nécessaires avant d'accéder aux parcelles. Malheureusement, de nombreuses demandes sont restées sans réponse ou négatives. Les tensions politiques autour de la gestion des Marais de Saint-Gond entre les propriétaires terriens et l'état représenté par le CENCA ont rendu difficile l'obtention des autorisations de sondages. Le choix des prospections de terrain s'explique donc en partie par l'obtention des autorisations de la part du CENCA et de certains propriétaires bienveillants. Le principal regret est le refus catégorique du propriétaire possédant la partie centrale des Marais de Saint-Gond qui ne nous permet pas d'établir la géométrie des remplissages dans ce secteur. Le choix de la localisation des sondages s'est également confronté à l'occupation du sol. La présence de bâtis, de routes, de voies ferrées et de nombreux drains rend difficile la réalisation de sondages.

Une fois que l'ensemble des secteurs susceptibles d'être prospectés sont bien identifiés, la volonté première est d'entreprendre un profil longitudinal le long du Petit-Morin afin d'appréhender la géométrie des remplissages dans la zone humide. Par la suite, 6 profils cette fois-ci transversaux sont réalisés dans des secteurs présentant des caractéristiques différentes (Fig. 4.2). Un premier profil est réalisé à l'extrême amont de la zone humide sur un remplissage s'apparentant à la nappe alluviale du Petit-Morin (Fig. : T_1). Les profils T_2 et T_3 sont situés sur des secteurs où la zone humide se resserre. Enfin les profils allant de T_5 à T_7 sont situés dans la partie aval des marais qui a priori présente les épaisseurs de remplissages les plus importants (Salaün, 2000). C'est notamment sur ce secteur aval que les travaux relatifs à l'étude paléoenvironnementale des Marais de Saint-Gond sont réalisés. Pour effectuer les différents profils, 31 sondages ont été entrepris sur l'ensemble des Marais de Saint-Gond auxquels il faut ajouter 24 sondages réalisés en collaboration avec l'UMR 6298 ARTEHIS de l'Université de

Bourgogne dans le cadre du programme HYDRES (Depreux, 2015) et enfin 38 sondages BSS (BRGM) ont été répertoriés sur le secteur. Au total, une base de données de 93 sondages est répertoriée grâce au logiciel ArcCatalog (ESRI) dans laquelle est indiqué le géoréferencement, le numéro de sondage, la profondeur du sondage, l'épaisseur de formations superficielles, la profondeur du toit de la craie et l'auteur du sondage.

L'ensemble des sondages est réalisé à la tarière pédologique manuelle ou à l'aide d'un carottier russe sur des profondeurs allant de moins d'un mètre jusqu'à 8 m pour le sondage le plus profond (Briquet, 2015). L'objectif premier étant d'atteindre la craie altérée qui constitue le substrat du secteur afin d'obtenir l'épaisseur total des formations superficielles. La tarière pédologique permet d'obtenir des segments de 20 cm de profondeur qui sont ensuite replacés dans des gouttières d'un mètre de long afin d'avoir une vision synthétique des remplissages (Fig. 4.3). A la suite de chaque carottage, les différents horizons pédologiques sont décrits sur le terrain puis prélevés directement dans la tête de la tarière et placés dans un sac à échantillons afin d'éviter tout risque de contaminations. Ces derniers sont ensuite placés dans une étuve à 45°C pendant 48 heures à l'exception des échantillons de tourbes susceptibles d'être datés.

Au total, sur les 31 sondages réalisés dans les Marais de Saint-Gond 15 d'entre eux ont été sélectionnés car ils présentent des profondeurs importantes ou sont situés dans des secteurs intéressants (fond de vallée, nappe alluviale, sécherons…) pour une analyse granulométrique qui concerne 64 échantillons.

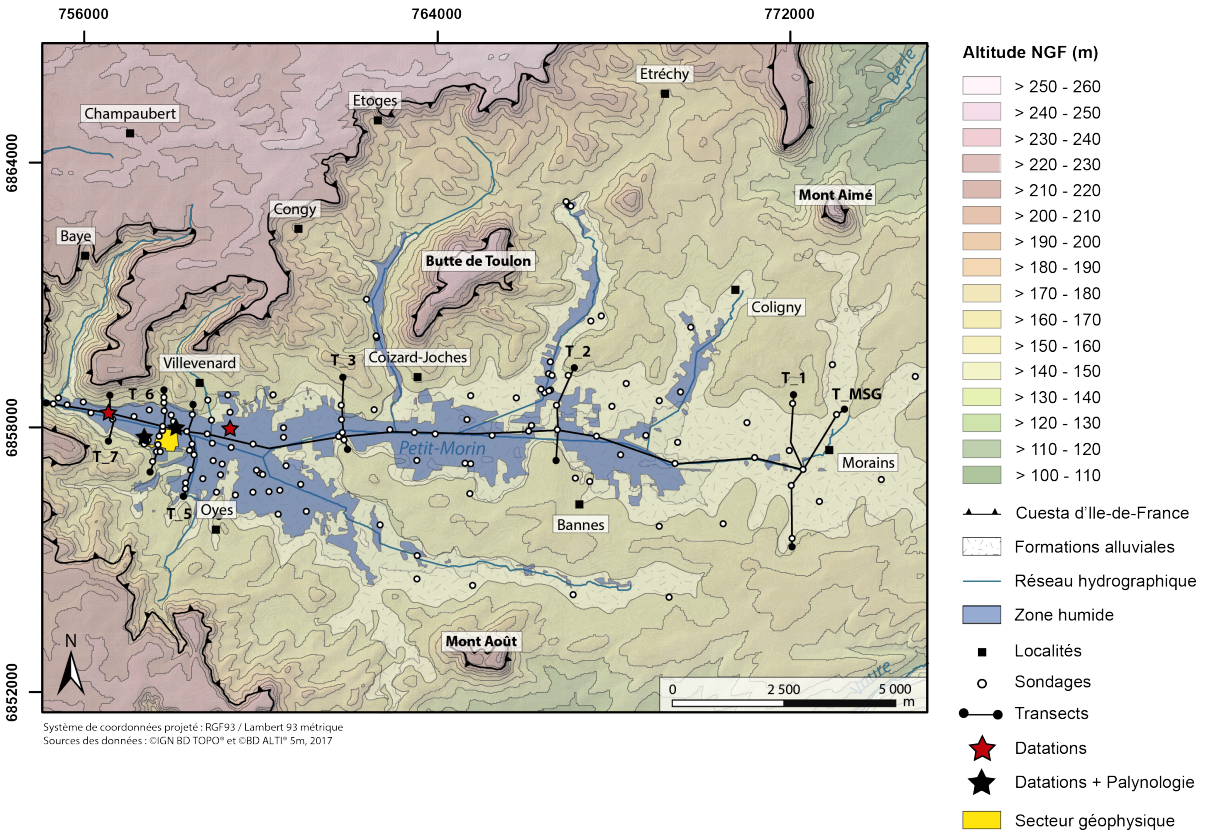


Figure 4.2 : Localisation des sondages à la tarière et du secteur de prospection géophysique dans les Marais de Saint-Gond.

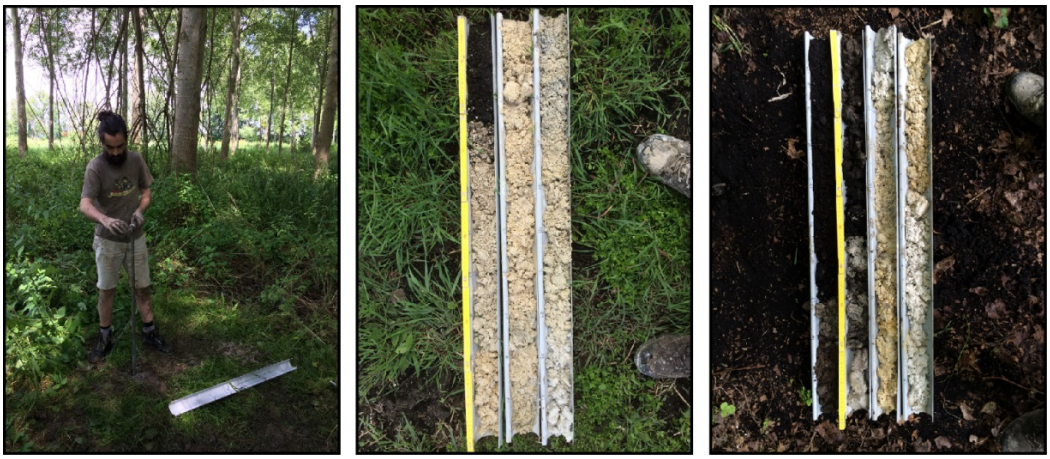


Figure 4.3 : Sondage à la tarière pédologique manuelle dans les Marais de Saint-Gond.

En appui des sondages à la tarière une campagne de géophysique a été réalisée dans la parcelle du Grand Marais de Oyes, géré par le CENCA en collaboration avec le laboratoire UMR Sisyphe de l'Université Pierre et Marie Curie les 12 et 13 juin 2017. La prospection électrique

s'effectue par la méthode Slingram à l'aide de l'appareil EM31 qui mesure la résistivité apparente du sol à des profondeurs d'investigation de 3 et 6 m pour une fréquence de 8,9 kHz. Sur les 28 hectares initialement prévus dans la prospection seulement 8 hectares ont fait l'objet de profils parallèles permettant une intrapolation fiable par *krigeage* (Fig. 4.4).

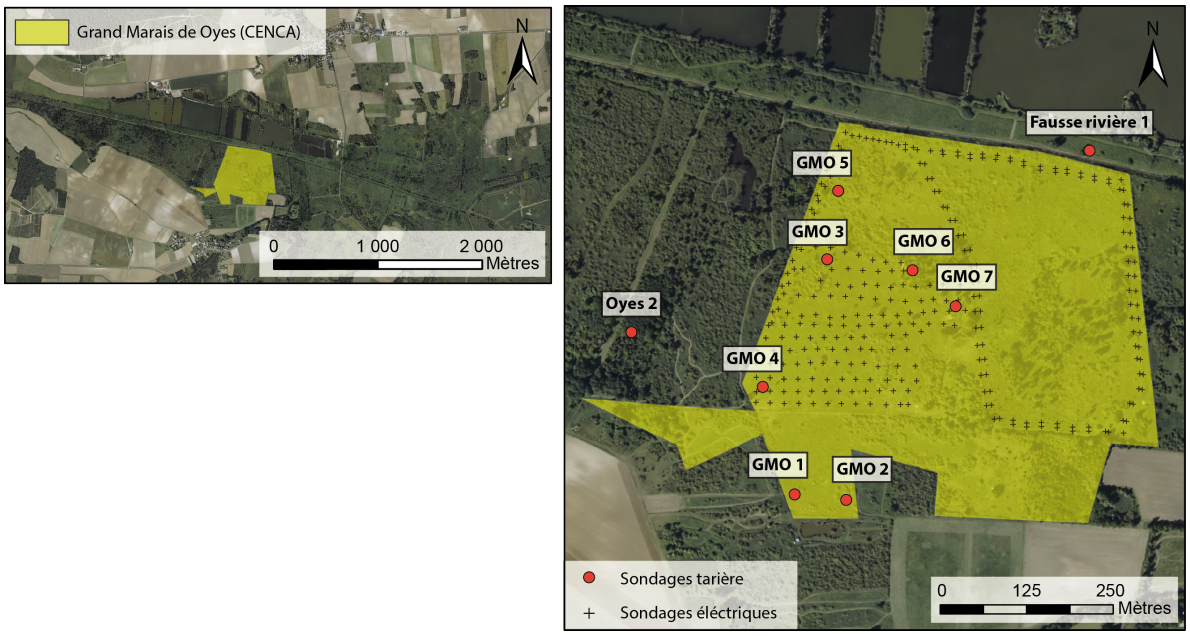


Figure 4.4 : Localisation des sondages à la tarière et géophysiques dans le Grand Marais de Oyes (28 hectares).

4.1.2. Traitements des mesures de terrain

4.1.2.1. Analyses en laboratoire

A la suite des différentes campagnes de terrains, plusieurs analyses en laboratoire ont été réalisées afin de caractériser les différents faciès granulométriques et unités sédimentaires. Au retour des prélèvements de terrain, les échantillons sont séchés à l'étuve à 45°C durant 48 heures et leur couleur est déterminée à l'aide du code Munsell (*Munsell soil color chart*) (Munsell Color, 1994).

Par la suite, les analyses granulométriques effectuées suivent le protocole mis au point par L. Chalumeau (2008) qui se base sur les classes granulométriques de Cailleux (1954) avec toutefois une variante en ce qui concerne la limite limons/sables qui est empruntée à celle de C.K. Wentworth (1926) (Tab. 4.1)). Sur chaque échantillon pour l'analyse granulométrique, la

matière organique est détruite par ajout d'eau oxygénée à 15% pendant 24 heures puis à 30% plongé au bain-marie pour accélérer la réaction, jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de dégazage. Les échantillons sont ensuite séchés à l'étuve puis pesés. La dispersion des particules est réalisée par agitation pendant 17 heures minimum en présence d'une solution d'héxamétaphosphate de sodium ($Na_6O_{18}P_6$). La séparation des particules supérieures à 63 µm est effectuée par tamisage humide pendant 10 minutes tandis que les fractions granulométriques les plus fines sont collectées à la sortie de la colonne de tamis. Elles sont par la suite analysées par granulométrie laser (type Mastersizer 2000 avec un tank Hydro 2000 SM) qui permet d'obtenir la concentration des particules en suspension, en pourcentage pour chaque fraction granulométrique retenue. L'opération est répétée 3 fois afin de s'assurer de l'exactitude des résultats et la moyenne est retenue. Toutes les fractions granulométriques obtenues sont ensuite exprimées en pourcentages massiques de l'échantillon initial (Cojan *et al.*, 2003). Ces analyses permettent de préciser les textures appréciées sur le terrain au touché.

Taille des particules	**Classe granulométrique**
> 20 mm	Galets / cailloux
2 à 20 mm	Graviers
1 à 2 mm	Sables grossiers
0,5 mm à 1 mm	
500 à 125 µm	Sables moyens
63 à 125 µm	Sables fins
16 à 63 µm	Limons grossiers
4 à 16 µm	Limons moyens
2 à 4 µm	Limons fins
1 à 2 µm	Argiles grossières
0 à 1 µm	Argiles fines

Tableau 4.1 : Classes granulométriques utilisés (selon Cailleux, 1954 et Wentworth, 1926).

L'étude de la matière organique est réalisée par le biais de la méthode de la perte au feu (Orth, 2004). Cette dernière consiste à déterminer la teneur des sédiments en matière organique, exprimée en pourcentage massique de l'échantillon total. En effet, la démarche correspond au calcul de la différence de masse avant et après calcination. Pour cela, les échantillons sont

placés 48 heures à l'étuve à une température de 40°C. Les coupelles à vide, et avec l'échantillon sont pesés et déterminent le poids à sec et sont placés 10 heures au four à moufle (HERAEUS M110) à 550°C. Après refroidissement des échantillons, ils sont de nouveau pesés et la différence du poids à sec et du poids après calcination permet d'obtenir le pourcentage massique en matière organique de l'échantillon.

4.1.2.2. Datations radiocarbones

Les datations radiocarbones AMS sont réalisées à partir d'échantillons de tourbe prélevés et conservés au réfrigérateur. L'ensemble des 12 datations réalisées se répartissent sur 4 sondages (Tab. 4.2).

Nom du sondage	Nombre de prélèvements	Profondeur Min – Max (cm)
Oyes 2	8	27 - 305
Fausse Rivière_1	2	147 - 326
Vieille Tourbière	1	210
Voisy 2	1	197

Tableau 4.2 : Prélèvements pour datation ^{14}C sur niveau tourbeux dans les Marais de Saint-Gond.

Après prélèvement des échantillons ces derniers sont séchés à 40°C pendant 48 heures et sont envoyés au *Radiocarbon Laboratory* de Poznań (Pologne) pour traitement. Les datations ^{14}C sont réalisées à l'aide du logiciel OxCal (Bronk Ramsey et Lee, 2013) et de la courbe atmosphérique IntCal13 (Reimer *et al*, 2013). La datation ^{14}C fait référence à l'âge radiocarbone mesuré sur l'échantillon exprimé en années BP (*Before Present*). L'âge cal. BC/AD (Before Christ/Anno Domini) correspond à l'âge rectifié à partir de la courbe de calibration. Le résultat présente une marge d'erreur correspondant à une probabilité dite à 2 sigmas, ce qui signifie que la fenêtre chronologique proposée est à 95,4% certaine.

4.1.2.3. Approche palynologique

Parmi les 31 sondages réalisés, 4 d'entre eux (« Oyes 2 », « Fausse Rivière », « Vieille Tourbière_1 » et Voisy 2) ont fait l'objet d'une étude palynologique croisée à la datation ^{14}C. Cette approche a été réalisée par le laboratoire Chrono-environnement UMR 6249 CNRS-UFC de l'Université de Franche-Comté.

L'étude des spores et des grains de pollen fossilisés que recèlent les sédiments accumulés dans les tourbières et /ou les lacs, permet de connaître l'environnement végétal passé. L'analyse pollinique des sédiments est un moyen efficace pour retracer l'histoire climato-floristique d'un milieu de manière diachronique. Cette discipline est fondamentale pour reconstituer les phases majeures d'évolution de la végétation (chronozones) et du climat depuis le dernier maximum glaciaire, il y a environ 20 000 ans. Cette méthode fournit également des renseignements importants en ce qui concerne les modifications imposées par l'homme sur le milieu.

La première tâche de l'analyste est de prélever des échantillons à l'aide d'un carottier russe. Il s'ensuit une série de prélèvements puis ces échantillons subissent un traitement chimique qui consiste en une succession d'attaques acido-basiques destinées à réduire au maximum la gangue minérale et organique non pollinique. Seule la sporopollénine (constituant très résistant de la paroi sporopollinique) résiste à cette intervention destructrice. Le but de cette manipulation est de séparer les spores et les grains de pollen du sédiment. Le résultat de chacune de ces préparations est alors monté sur lame. Le palynologue identifie et compte les grains de pollen et les spores présents sur chaque lame au moyen d'un microscope optique. L'identification du contenu sporo-pollinique s'effectue le plus souvent au niveau de la famille, suivant quatre critères morphologiques (forme, taille, aperture, structure et sculpture de la paroi). Afin que le résultat soit statistiquement significatif le pollenanalyste doit compter un minimum de 380 grains de pollen. Puis il établit le pourcentage relatif de chaque taxon en vue de construire le spectre pollinique caractéristique de chaque prélèvement. Ces spectres sont ensuite figurés par des lignes polliniques et la juxtaposition de ces lignes polliniques constitue un diagramme pollinique.

Nom du sondage	Nombre de prélèvements	Profondeur Min – Max (cm)	Nombre de datations ^{14}C
Oyes 2	11	80 - 315	8
Fausse Rivière_1	8	80 - 331	2
Vieille Tourbière	5	90 - 203	1
Voisy 2	8	120 - 290	1

Tableau 4.3 : Prélèvements pour analyse palynologique dans les Marais de Saint-Gond.

4.1.3. Cartographie de l'épaisseur des remplissages des Marais de Saint-Gond

La spatialisation et l'intégration dans une base de données des sondages réalisés et des références bibliographiques (Depreux, 2015 ; Salaün, 2000 ; Banque du Sous-Sol du BRGM) permet d'obtenir la cartographie de l'ensemble des données relatives aux remplissages des Marais de Saint-Gond. Pour la grande majorité des sondages utilisés et réalisés, la profondeur du toit du substrat crayeux étant renseigné, il est possible d'en déduire l'épaisseur des formations superficielles. Cette première information, permet dans un premier temps de réaliser la carte isopaque des formations superficielles des Marais de Saint-Gond (Fig. 4.5) et de mettre en évidence des secteurs intéressants pour une étude plus complète des remplissages.

La carte isopaque met en évidence une hétérogénéité spatiale des épaisseurs des formations superficielles au sein des marais et paraphrase l'altitude du toit de la craie altérée. En effet les épaisseurs sont comprises entre 1 et 10 m et mettent en évidence des secteurs aux remplissages sédimentaires moins importants (< 4m) appelés localement « sécherons » et assimilés à des dômes de craie et à un rétrécissement de la zone humide (Duprat, 1997) qui cloisonnent des secteurs, ou cuvettes plus larges aux remplissages plus importants (4 à 8 m). Cette alternance de secteurs à remplissages contrastés semble être à l'origine même du nom « des » Marais de Saint-Gond qui induit une juxtaposition d'unités marécageuses élémentaires (Salaün, 2000) voire d'un cloisonnement.

Hormis le secteur le plus à l'est (Morains), on remarque que l'épaisseur des remplissages sédimentaires devient de plus en plus importante vers l'ouest, jusqu'à l'exutoire de la zone humide. L'entonnoir de la percée cataclinale du Petit-Morin semble donc être un secteur propice aux dépôts sédimentaires et au développement de zone marécageuses comme c'est le

cas pour les vallées régionales secondaires également en position d'entonnoir de percée cataclinale (Vesle, l'Aisne, l'Ardon). C'est donc les secteurs de cuvettes et de sécherons qui vont être privilégiés lors de cette étude afin de comprendre et d'identifier la géométrie des remplissages sédimentaires susceptibles de commander le comportement hydrodynamique du Petit-Morin. On remarque également que l'axe des affluents de rive droite (ru de Coligny, ru du Moulin, ru du Cubersault, ru du Bonon) et de rive gauche (ru des Suisses, ru des Moulins) s'inscrit dans des cuvettes sédimentaires.

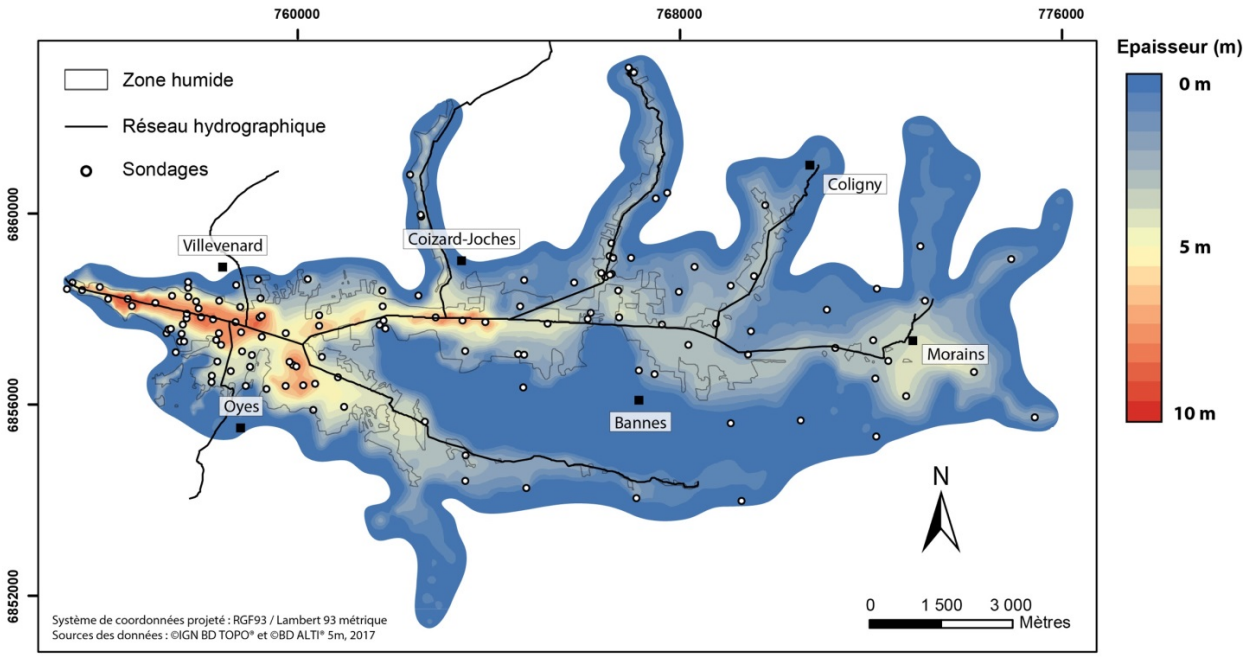


Figure 4.5 : Cartographie de l'épaisseur des remplissages sédimentaires des Marais de Saint-Gond.

4.1.4. Les unités sédimentaires des Marais de Saint-Gond

La cartographie isopaque des formations superficielles intègre les remplissages alluviaux et colluviaux (cône de déjection) susceptibles d'être discriminés par l'analyse granulométrique. Les analyses granulométriques réalisées sur 64 échantillons (15 sondages) ont permis de distinguer 15 faciès sédimentaires aux caractéristiques différentes. Par la suite, les analyses de colorimétrie, de la matière organique et de la stratigraphie couplées aux données sédimentaires permettent de regrouper les 15 faciès sédimentaires en 5 unités sédimentaires aux caractéristiques communes. (Tab. 4.4).

Ces différentes unités sédimentaires peuvent être également mises en relation avec les corrélations chrono-séquentielles effectuées par Depreux (2015) et les données paléoenvironnementales présentés par Antoine (2000, 2003), Pastre (1997, 2000) et Orth (2004). Des périodes climatiques vont donc pouvoir être associées aux différentes unités sédimentaires.

Unité sédimentaire	Faciès	Granulométrie	Couleur (code Munsell)	Matière organique
U_5	F_9	Limons tourbeux	Black	++
	F_8	Limons tourbeux argileux sableux	Black	++
	F_15	Limons tourbeux argileux	Black Very dark brown	++
	F_14	Limons tourbeux sableux	Black	++
	F_13	Limons argileux	Black	-
U_4	F_12	Limons argileux	Light gray	-
	F_11	Limons sableux	Grayish brown	-
	F_10	Limons argileux sableux Limons argileux à sables et graviers	Light gray Pale yellow Light brownish gray Light yellow brown	--
U_3	F_9	Limons tourbeux	Black	++
	F_8	Limons tourbeux argileux sableux	Black	++
U_2	F_7	Sables limono-argileux	Light yellow	
	F_6	Limons argileux	Light gray Pale gray Gray Dark grayish brown	-- -
U_1	F_5	Sables à graviers limoneux	Light yellow Yellow Light yellowish brown	--
	F_4	Sables limono-argileux à graviers	Pale yellow Light brown gray	--
	F_3	Limons argileux à sables et graviers	Pale yellow Light brown gray	--
	F_2	Sables à graviers limono-argileux	Yellow Pale yellow Light yellowish brown	--
	F_1	Graviers à sables limono-argileux	Pale yellow Light brownish gray	--

Tableau 4.4 : Unités sédimentaires identifiées à l'aide des différents faciès.

4.1.4.1. Unité sédimentaire n°1

L'unité sédimentaire n°1 est représentée par les faciès 1 à 5 (Tab. 4.4) qui se développent sur le substrat crayeux (craie altérée). Elle se caractérise par la fraction granulométrique la plus importante avec un diamètre médian de 0,352 mm et moyen de 0,197 mm. La courbe granulométrique cumulée de l'unité 1 indique un pourcentage important de particules supérieures à 0,063 mm (63 µm) (Tab. 4.5). En revanche, la courbe granulométrique de l'unité 1 indique un horizon mal trié, mis en place dans des conditions de fortes énergies. Cette interprétation est confirmée par le diagramme de Passega ou les échantillons de l'unité 1 sont pour la plupart regroupés dans la catégorie « PQ » qui témoigne de la mise en place des alluvions par suspension graduée en mode énergique (Annexe. 4.1). Cette unité se caractérise également par un pourcentage en matière organique très faible (moins de 1,5%) et une couleur à sec jaune pâle. Cette unité sédimentaire représentée par des limons sableux et des sables limoneux à graviers (Fig. 4.6) semble donc correspondre à une nappe alluviale déposée sous des conditions périglaciaires lors du Weichsélien (Pastre, 2000). Localement, on parle également de « nappe de grève » pour décrire cette unité qui constitue la base des remplissages sédimentaires des Marais de Saint-Gond et de sa région. Cette nappe est en continuité avec la nappe de « grève II » de Tricart (1952) ou assimilée à Fy (Hattrival,1988) car elle présente le même spectre granulométrique que la terrasse alluviale anté-capture.

4.1.4.2. Unité sédimentaire n°2

Au-dessus de la nappe de grève, on retrouve l'unité sédimentaire la plus fine, représentée par les faciès 6 et 7 (Tab. 4.4) qui se caractérise par une texture limono-argileuse (Fig. 4.6) avec un diamètre médian de 0,005 mm (5 µm) et moyen de 0,015 mm (15 µm) (Fig.). La courbe granulométrique unimodale de l'unité indique un apport unique lors de la mise en place de la formation et la prédominance de particules fines témoigne d'un régime hydrologique très calme avec très peu de courant, propice à la décantation. Cette unité sédimentaire s'est donc formée dans un milieu hydromorphe anaérobie expliqué par la présence de matières organiques mal décomposées (très peu présentes), plutôt réducteur qui explique la couleur grisâtre, voir gris-bleu. Cette formation est assimilée à une « craie lacustre » ou « vase crayeuse ».

4.1.4.3. Unité sédimentaire n°3

L'unité sédimentaire n°3 définie par les faciès 8 et 9 marque un changement radical dans la nature des dépôts des Marais de Saint-Gond. En effet, cette unité se caractérise par un niveau tourbeux avec une fraction granulométrique limoneuse fine, avec un diamètre médian et moyen de 0,014 mm (14 µm) (Tab. 4.5). La formation d'un niveau tourbeux témoigne d'une saturation en eau (condition anaérobie) qui rend difficile la décomposition de la matière organique qui constitue entre 80 et 95% de la masse des échantillons de cette unité sédimentaire. Ce type de dépôt induit la présence d'un régime hydrologique stable et relativement calme (très faibles débits) mais également d'un développement de la couverture végétale autour du Petit-Morin qui explique la baisse de la charge alluviale au profit des dépôts organiques. Cette unité se caractérise également par sa couleur noire très foncée.

4.1.4.4. Unité sédimentaire n°4

L'unité suivante marque une nouvelle fois une modification majeure des dépôts au sein des Marais de Saint-Gond. Caractérisée par une texture limono-argileuse relativement fine cette unité sédimentaire semble rappeler l'unité sédimentaire n°2 même si elle possède une fraction granulométrique légèrement plus grossière avec diamètre médian de 0,010 mm (10 µm) et moyen de 0,016 mm (16 µm) (Tab. 4.5). La courbe granulométrique unimodale témoigne là aussi d'un unique mode de dépôts unique dans un contexte très calme propice à la décantation des matières en suspension (Fig. 4.7). Cette unité sédimentaire se caractérise également par une couleur grise avec quelques niveaux jaune clair. Cette formation peut être assimilée à un second niveau de « craie lacustre » ou « vase crayeuse ».

4.1.4.5. Unité sédimentaire n°5

La dernière unité sédimentaire identifiée au sein des marais se compose d'un second niveau tourbeux et de lamines organiques composées de limons fins. Cette unité sédimentaire se rapproche de l'unité n°3 mais possède une fraction granulométrique plus grossière (Tab. 4.5). Si le diamètre médian de 0,014 mm (14 µm) est le même que l'unité sédimentaire n°3, le diamètre moyen est quant à lui plus important, de l'ordre de 0,071 mm (71 µm). Ce second niveau tourbeux, riche en matière organique (65 à 80% de la masse des échantillons) induit la

présence d'un régime hydrologique calme, d'un milieu anaérobie propice à la mauvaise décomposition des végétaux et du développement d'une couverture végétale favorisée par des conditions climatiques favorables. L'unité sédimentaire n°5 se caractérise également par sa couleur noire foncée.

	Unité 1	Unité 2	Unité 3	Unité 4	Unité 5
	mm	mm	mm	mm	mm
Médiane	**0,352**	**0,005**	**0,014**	**0,010**	**0,014**
Écart-type	0,416	0,001	0,001	0,009	0,007
Minimum	0,007	0,004	0,010	0,004	0,006
Maximum	1,482	0,005	0,013	0,024	0,025
Moyenne	**0,197**	**0,015**	**0,014**	**0,016**	**0,071**
Écart-type	0,443	0,010	0,004	0,014	0,083
Minimum	0,023	0,007	0,011	0,004	0,013
Maximum	1,794	0,026	0,017	0,036	0,186

Tableau 4.5 : Valeurs des médianes et des moyennes des unités sédimentaires identifiées.

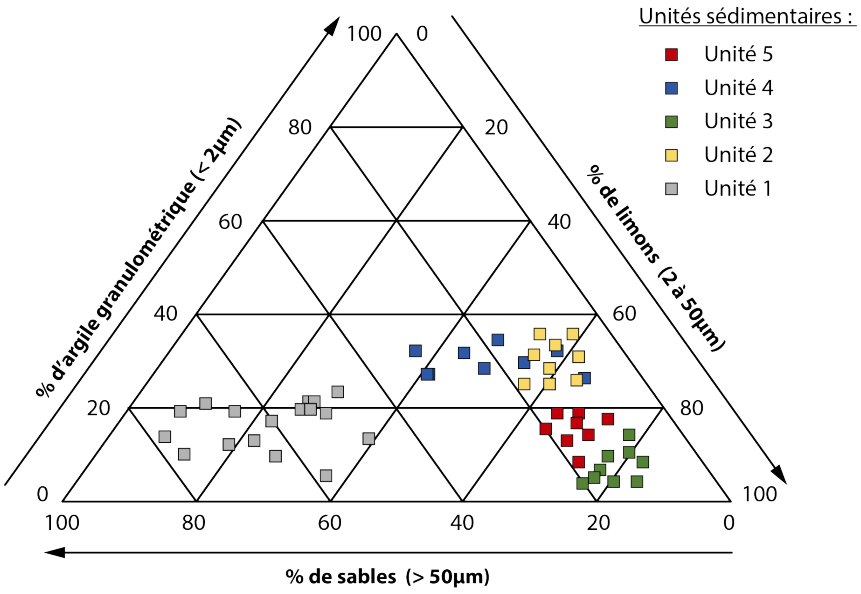


Figure 4.6 : Diagramme triangulaire des textures USDA

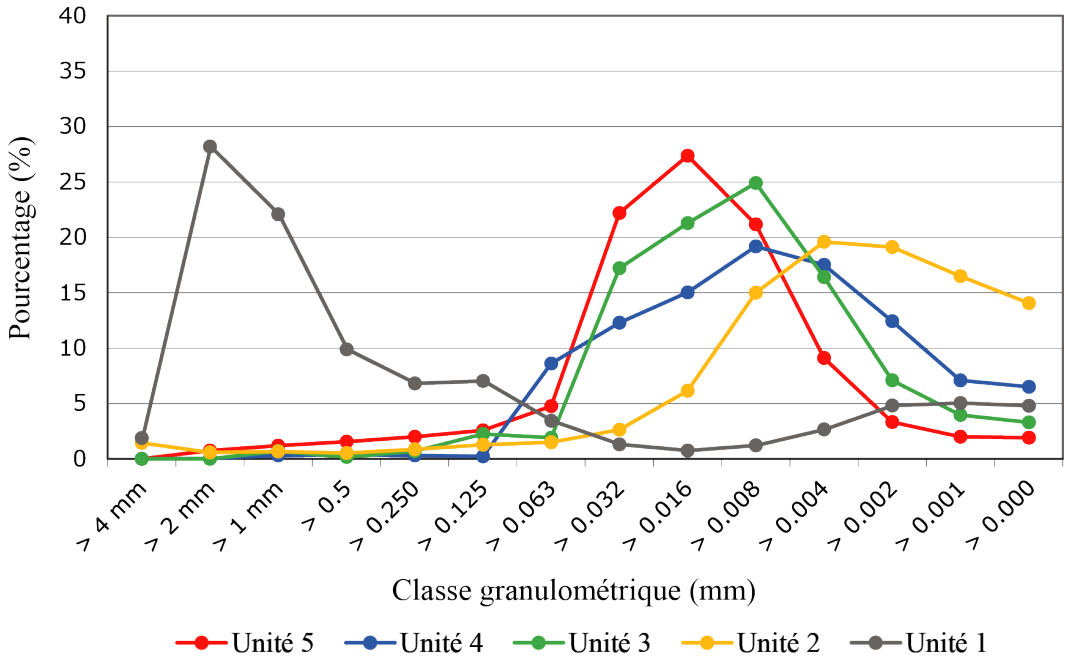


Figure 4.7 : Courbe granulométrique des différentes unités sédimentaires en pourcentages (%).

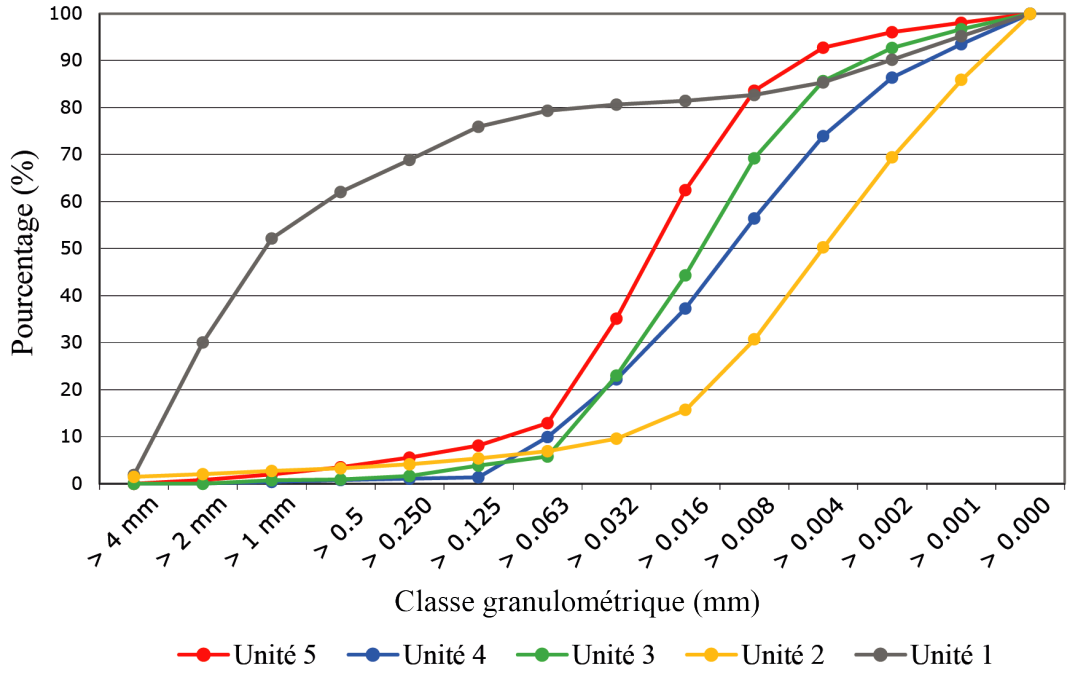


Figure 4.8 : Courbe granulométrique des différentes unités sédimentaires en pourcentages cumulés.

4.1.5. Profils des remplissages des Marais de Saint-Gond

Le profil longitudinal du Petit-Morin (Fig. 4.9) au sein des Marais de Saint-Gond s'étend sur 19 km, de la source du Petit-Morin à l'est (T_1501) jusqu'au vannage de Talus-Saint-Prix qui constitue la limite ouest de la zone humide (PR_1). Sur ce linéaire, 16 sondages ont pu être réalisés grâce aux autorisations obtenues. Malheureusement, à la suite de nombreux refus, certains secteurs comme le secteur central de la zone humide n'ont pas pu être précisément étudiés.

Le long du profil du Petit-Morin toutes les unités sédimentaires décrites plus haut ne sont pas continues, déterminant 4 tronçons bien distincts correspondants chacun à une cuvette sédimentaire.

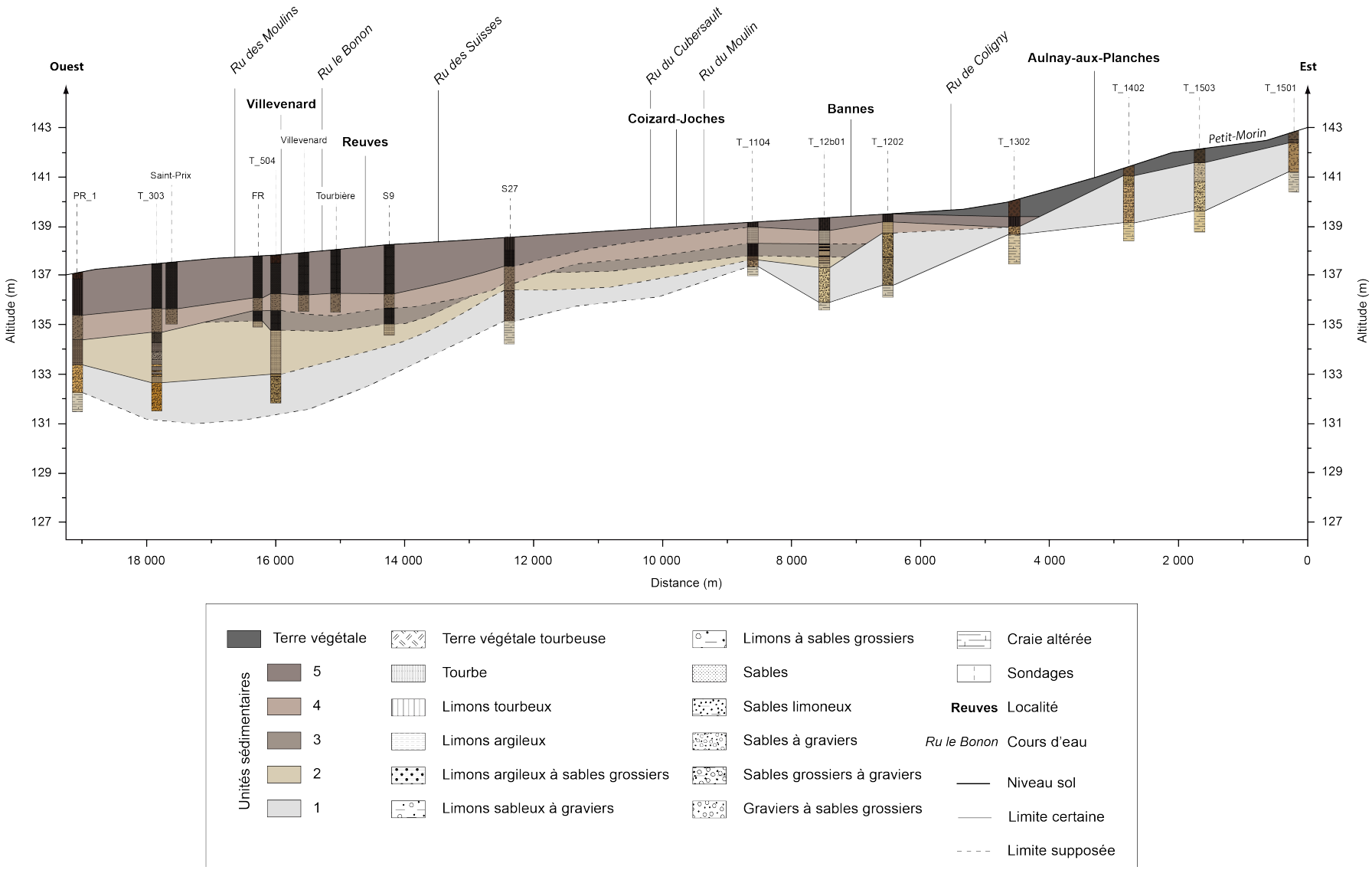


Figure 4.9 : Profil longitudinal du Petit-Morin dans les Marais de Saint-Gond de Morains à Talus-Saint-Prix.

4.1.5.1. Tronçon « Morains » : De la source à Aulnay-aux-Planches

Dans sa partie amont, le Petit-Morin s'écoule sur un remplissage de sables et de graviers calcaires attribués à l'unité sédimentaire n°1. Cette nappe alluviale weichsélienne constitue la base des remplissages des Marais de Saint-Gond et se situe à l'interface entre le substrat crayeux et les premiers remplissages tardiglaciaires (Fig. 4.10). Avec des épaisseurs pouvant aller de 50 cm à plus de 8 m (Hattrival, 1988) dans certains secteurs, l'unité sédimentaire n°1 est présente sur l'ensemble des Marais de Saint-Gond. Cette formation alluviale est moins capacitive en eau que l'encaissant crayeux du fait de leur capacité au champ comprise entre 8,1 et 18,9 g/100 g contre 25 à 27 g/100 g pour la craie (Ballif, 1998). Avec les fractions granulométriques les plus importantes et les plus mal triées de l'ensemble des remplissages des Marais de Saint-Gond, cette nappe alluviale weichsélienne s'est déposée dans un contexte hydrologique à forte énergie typique des conditions périglaciaires (Pastre, 1993, 2000). Le dépôt de fractions granulométriques aussi importantes que des sables à graviers n'est évidemment possible qu'antérieurement à la capture hydrographique du Petit-Morin par la Somme. La petite taille (28 km^2) du bassin versant hérité de la capture hydrographique et la faible pente du profil en long ne peuvent pas expliquer à la fois l'épaisseur et la nature du remplissage. Le régime hydrologique post-capture du Petit-Morin, privé de l'intégralité de son alimentation amont, soit environ 300 km^2, parait beaucoup trop faible pour pouvoir mobiliser une telle fraction granulométrique et inciser la formation alluviale. La source du Petit-Morin (T_1501) est une source limnocrène (vasque formant un plan d'eau) située dans cette nappe alluviale weichsélienne qui fonctionne uniquement en phase de crue de nappe. Ce type de source se retrouve en tête de bassin versant des cours d'eau indigènes à la craie comme la Vesle, la Somme ou encore la Suippes (Devos, 2010). Jusqu'à Aulnay-aux-Planches, la nappe alluviale constitue l'unique remplissage identifié sur 3 m de profondeur en moyenne (Fig.4.9) sur lequel s'incise le Petit-Morin. L'absence de formations postérieures et la légère incision du Petit-Morin témoigneraient d'un tronçon d'érosion non propice aux dépôts et lié à une dynamique de sources. Le toit du substrat crayeux est quant à lui relativement homogène dans ce secteur et il a pu être atteint pour l'ensemble des sondages réalisés dans le secteur amont permettant d'obtenir l'épaisseur effective des remplissages. Au sortir de ce tronçon, l'épandage alluviale se rétrécie corrélativement à une baisse des épaisseurs du remplissage et correspond au premier sécheron.

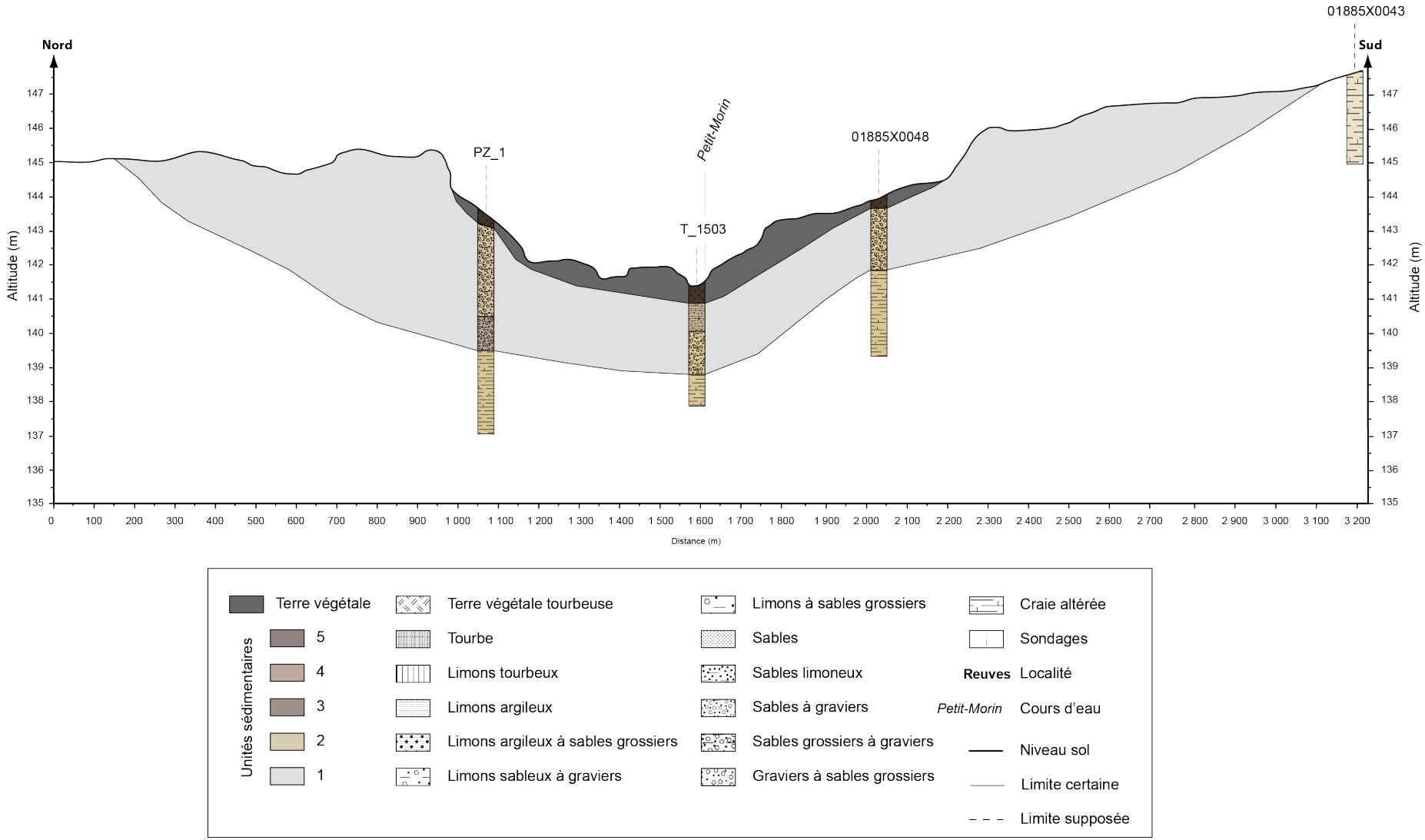


Figure 4.10: Profil transversal du tronçon « Morains » des Marais de Saint-Gond, au niveau du sondage T_1503 (Morains).

4.1.5.2. Tronçon « Bannes » : De Aulnay-aux-Planches à T_1104

A l'aval, le toit de la craie forme une deuxième cuvette délimitée par deux sondages où les remplissages sédimentaires sont moins épais (T_1302 et T_1104). Ces deux sondages se situent au niveau d'un rétrécissement de la zone humide et peuvent être associés à des secteurs de sécherons. Dans la cuvette, le toit de craie forme une dépression de 4 m de profondeur maximum (T_12b01) comblée par des remplissages sédimentaires variés. La nappe alluviale weichsélienne (U1) est venue comblée la dépression comme l'illustre le sondage T_1202 où plus de 2 m de grève tapissent le fond de la zone humide. Toutefois, les importants dépôts alluviaux weichséliens semblent avoir été érodés car le sondage T_12b01 ne possède plus que 1m 30 de grève surmontée par 2 m de remplissages associés au Tardiglaciaire et à l'Holocène. L'érosion intervenue lors du début du Tardiglaciaire peut être expliquée par la confluence naturelle du ru de Coligny, affluent de rive droite du Petit-Morin qui bien avant d'être canalisé devait confluer avec le Petit-Morin entre le sondage T_1202 et T_12b01 accroissant ainsi sa compétence Au centre de cette deuxième cuvette, les 5 unités sédimentaires identifiées précédemment sont présentes (Fig. 4.9). On retrouve au-dessus de la nappe alluviale de grève l'unité sédimentaire n°2 limono-argileuse correspondant à des dépôts fins en régime hydrologique très calme, propice à la décantation. Le caractère carbonaté de cette formation est consécutif à la mobilisation des versants.

On la retrouve sur l'ensemble du profil longitudinal du Petit-Morin avec des épaisseurs assez variables, de quelques centimètres à près de 3 mètres plus à l'aval. La granulométrie très fine et la forte présence de carbonates dans cette formation appelée « craie lacustre » semble évoquer la présence à cette époque de vastes plans d'eau caractérisés par un régime hydrologique très calme favorable à la décantation. L'unité sédimentaire suivante, composée d'un niveau tourbeux illustre une dynamique climatique différente déterminée par une amélioration climatique ainsi qu'une végétalisation des versants, responsable de la baisse de la charge alluviale au profit de dépôts organiques. Cette formation apparait dès le sondage T_12b01 où se distingue une alternance de lamines organiques tourbeuses et de lamines sableuses plus détritiques témoignant d'apports plus grossiers lors d'épisodes de crues (Fig. 4.11). On retrouve cette formation également au niveau du sondage T_1104 sur 80 centimètres d'épaisseur sur la forme d'une tourbe noire très riche en matière organique mal décomposée. Ce niveau tourbeux n'est pas présent sur l'ensemble de la zone humide où dans certains secteurs il semble avoir été érodé. Sur cette formation repose l'unité sédimentaire n°4 composée de

limons argileux grisâtres légèrement plus grossiers que ceux observés pour l'unité sédimentaire n°2. Là encore c'est un processus de décantation qui semble être le mode de dépôts de cette formation alluviale épaisse d'un mètre environ sur ce secteur. Ce deuxième niveau de « craie lacustre » est le reflet d'une phase de péjoration climatique et d'une mobilisation des versants crayeux. Il est présent sur l'ensemble des Marais de Saint-Gond de manière régulière, avec des épaisseurs toutes plus ou moins comprises autour d'un mètre. Enfin, l'unité sédimentaire tourbeuse la plus récente, composée de limons fins et très riches en matière organique plus ou moins bien décomposée, constitue la surface actuelle des Marais de Saint-Gond. Cette formation tourbeuse se retrouve dès le sondage T_1302 et marque l'extension orientale maximum du niveau tourbeux. Contrairement à la « craie lacustre » précédente, l'épaisseur de cette unité sédimentaire évolue de manière croissante et sans interruption plus l'on se déplace vers l'ouest. Si le niveau tourbeux ne présente que 20 centimètres d'épaisseur à l'est de la zone humide (T_1302), il peut atteindre les 2 mètres d'épaisseur dans la partie ouest des marais (Saint-Prix, T_303). Sur ce tronçon, le Petit-Morin borde en rive droite le flanc méridional de la croupe de craie interfluve entre le ru du Coligny et le ru du Moulin expliquant ainsi un apport colluvial représenté par des graveluches gravitaires recouvrant la nappe weichsélienne (Fig. 4.11). Comme pour le tronçon précèdent, l'épaisseur des formations alluviales diminue avant de rentrer dans la cuvette inférieure de Coizard-Joches.

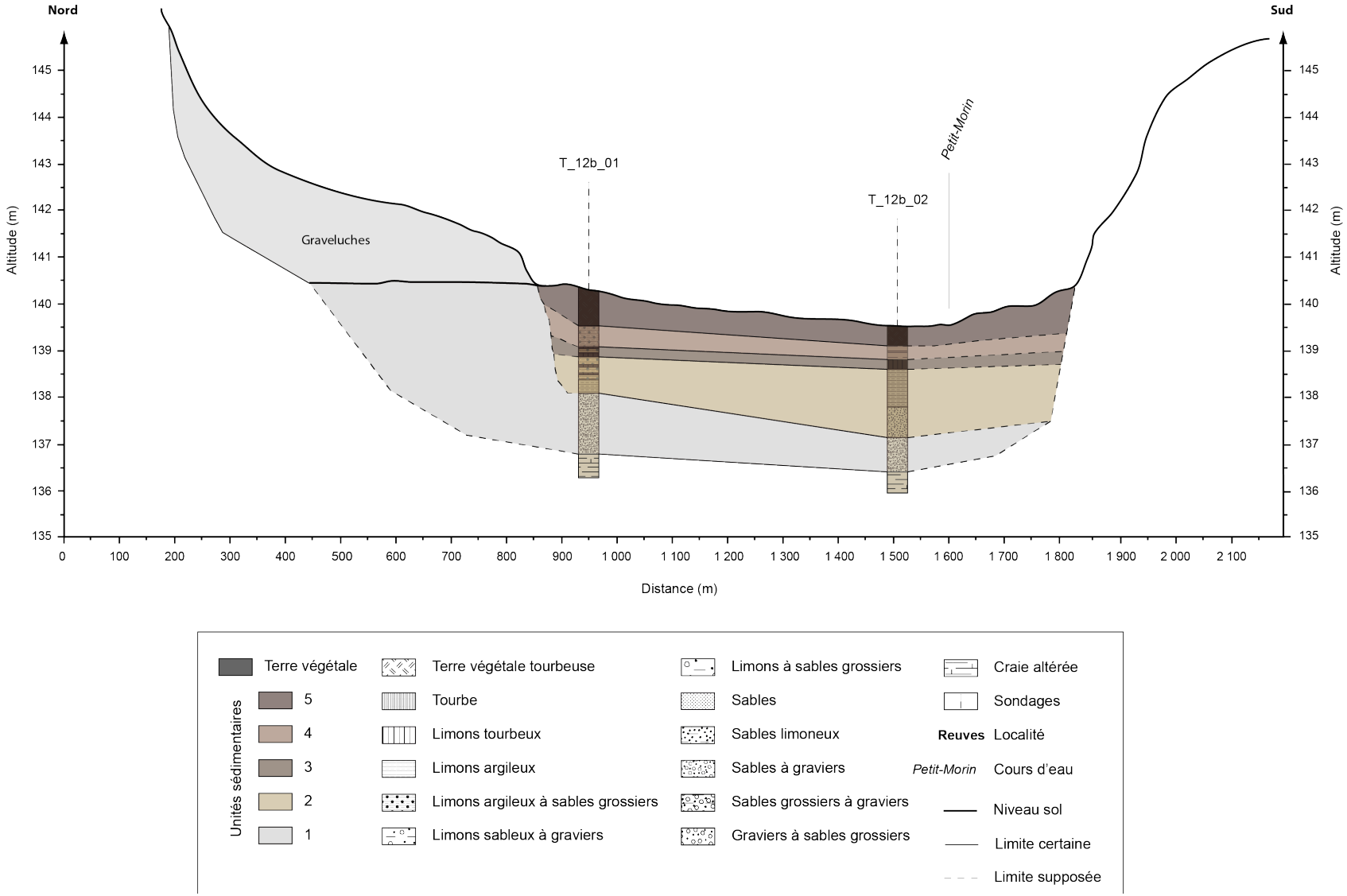


Figure 4.11 : Profil transversal au niveau du sondage T_12b_02 (Aulnizeux).

4.1.5.3. Tronçon « Coizard-Joches » : De T_1104 à S27.

À la suite du refus catégorique du propriétaire des terrains situés dans la partie centrale des Marais de Saint-Gond, aucun sondage n'a pu être réalisé entre les sondages T_1104 et S27 (Fig. 4.9). C'est pourquoi il est difficile de décrire précisément la géométrie des remplissages dans ce secteur nous imposant une intrapolation entre les deux sondages. Aucune donnée bibliographique n'a également pu être exploitée (données peu fiables). Toutefois ces deux derniers sondages présentent un intérêt particulier car ils se situent sur des secteurs de sécherons, à l'endroit où la zone humide se resserre et marque la séparation entre deux entités marécageuses de « Bannes » et de « Villevenard ». Si pour le sondage T_1104 le toit de la craie remonte de manière significative (+2m par rapport au sondage T_12b01), il est difficile de déterminer si c'est également le cas au niveau du sondage S27 faute d'informations concernant le toit de la craie dans ce secteur. L'autre information apportée par la réalisation de ces deux sondages est que malgré une hausse du toit de la craie en particulier pour le sondage T_1104, on retrouve les 5 unités sédimentaires caractéristiques des remplissages des Marais de Saint-Gond. Pour le sondage S27, le niveau tourbeux le plus ancien (U3) n'apparait pas mais ceci peut s'expliquer par la confluence en amont du ru du Cubersault, important affluent de rive droite, qui peut être la cause d'une érosion importante dans ce secteur lors de la reprise de la dynamique fluviale (Fig. 4.12). Si les secteurs de rétrécissement de la zone humide donnent l'impression « visuelle » d'une individualisation des entités marécageuses, il existe bien une continuité des formations alluviales sur l'ensemble de la zone humide, d'est en ouest.

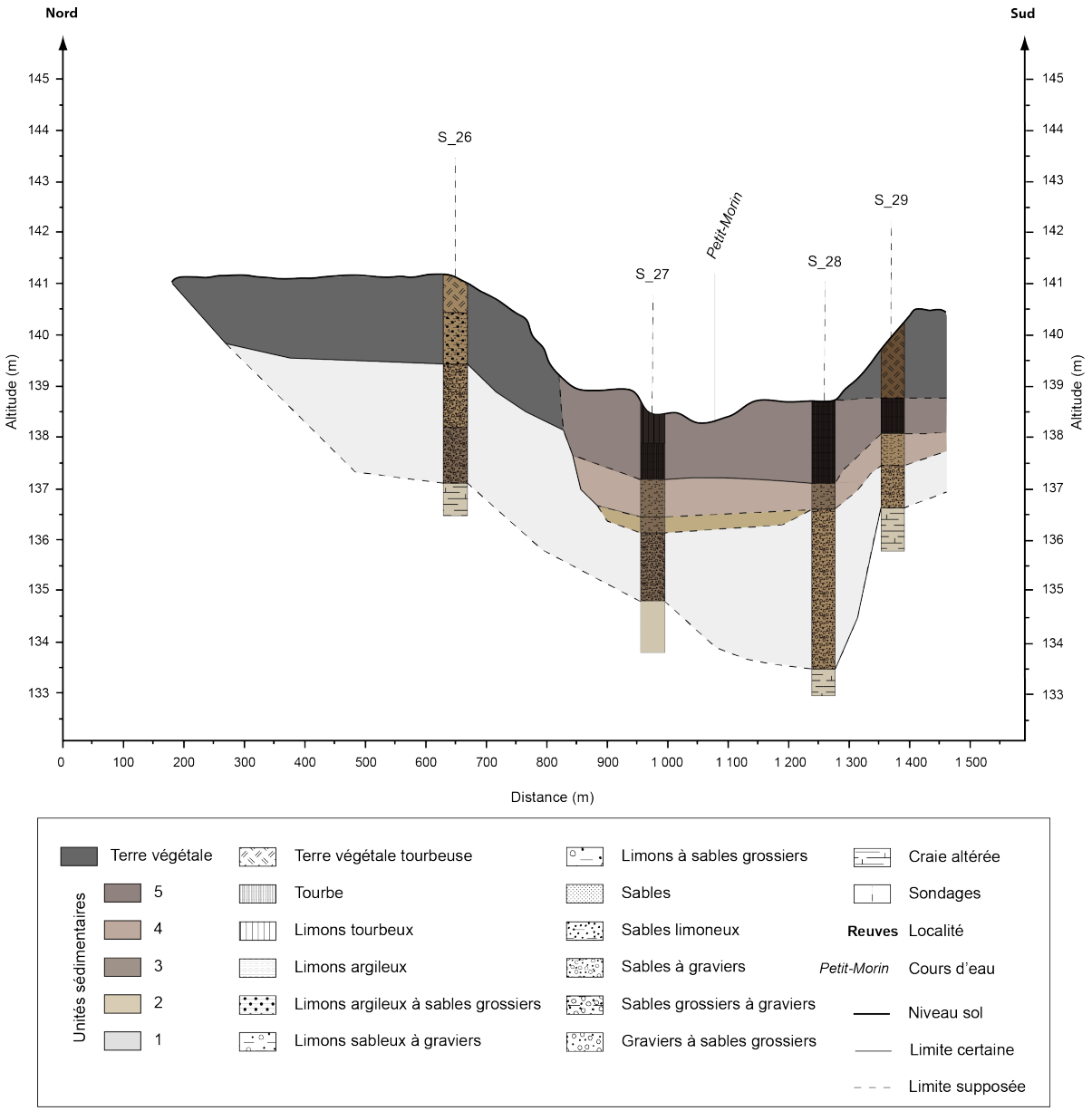


Figure 4.12 : Profil transversal du sécheron, au niveau du sondage S_27 (Courjeonnet).

4.1.5.4. Tronçon « Villevenard » : De S27 à PR_1.

Localisée entre les sondages S27 et PR_1 (Fig. 4.9), la partie aval de la zone humide des Marais de Saint-Gond constitue le secteur où la densité de sondages est la plus importante grâce aux autorisations obtenues sur les communes de Villevenard, Oyes, Reuve ou encore Talus-Saint-Prix. C'est dans ce tronçon que l'on observe les épaisseurs de remplissages les plus importantes (7 m minimum) sous la forme d'une cuvette de plus de 2 km de large, riche en confluences, mais conditionnée dans sa partie aval par une forme d'incision dans l'entonnoir de percée cataclinale où la coupe transversale fait apparaitre un surcreusement étroit (Fig. 4.13). Ce dernier s'accompagne d'une remontée anticlinale du toit de la craie au sein du système fracturé du graben d'Artonges (Duprat, 1997). En revanche, l'épaisseur des formations alluviales rend difficile la possibilité d'atteindre le substrat crayeux à l'aide d'une tarière manuelle. Seul le sondage réalisé à l'extrême ouest de la zone humide (PR_1) a permis d'atteindre le substratum. On retrouve dans ce tronçon une géométrie des remplissages identique à celle rencontrée plus en amont. La nappe alluviale weichsélienne drape le fond de la zone humide sur une épaisseur de 2 m minimum mais est représentée par un complexe graveleux et crayeux à fragments de meulières colluviales provenant des « Argiles à Meulières » sannoisiennes. Cette unité est surmontée par une formation de craie lacustre limono-argileuse (unité sédimentaire n°2) épaisse elle aussi de 2 m dans la partie centrale (T_504) (Fig. 4.14). En revanche l'unité sédimentaire n°3 caractérisée par le premier niveau tourbeux n'est pas présente sur l'intégralité du profil car elle disparait en aval des confluences du ru des Moulins, du ru du Bonon ou même du ru des Suisses qui peuvent expliquer l'érosion de cette formation alluviale.

Au cœur de cette cuvette, le profil transversal des remplissages témoigne d'une incision marquée dans la nappe weichsélienne de l'ordre de 5 m suivi d'une sédimentation superposée tardiglaciaire-holocène (Fig. 4.14) recouvrant intégralement les formations sous-jacentes. En revanche, plus à l'aval le corridor fluvial contraint dans sa vallée étroite, incisant les formations tertiaires se rétrécie progressivement (Fig. 4.15) pour atteindre à peine 250 m de large dans l'axe de la confluence avec le ru de Maurupt. La continuité sédimentaire dans les remplissages est ici rompue car l'unité n°3 manque et le toit de la craie remonte sensiblement (atteint à 5 m de profondeur). L'agencement des unités sédimentaires est clairement superposé dans une vallée étroite témoignant d'une incision anté-capture qui valide l'interprétation des dynamiques sédimentaires durant le Quaternaire des terrasses alluviales décrite dans le chapitre 3.

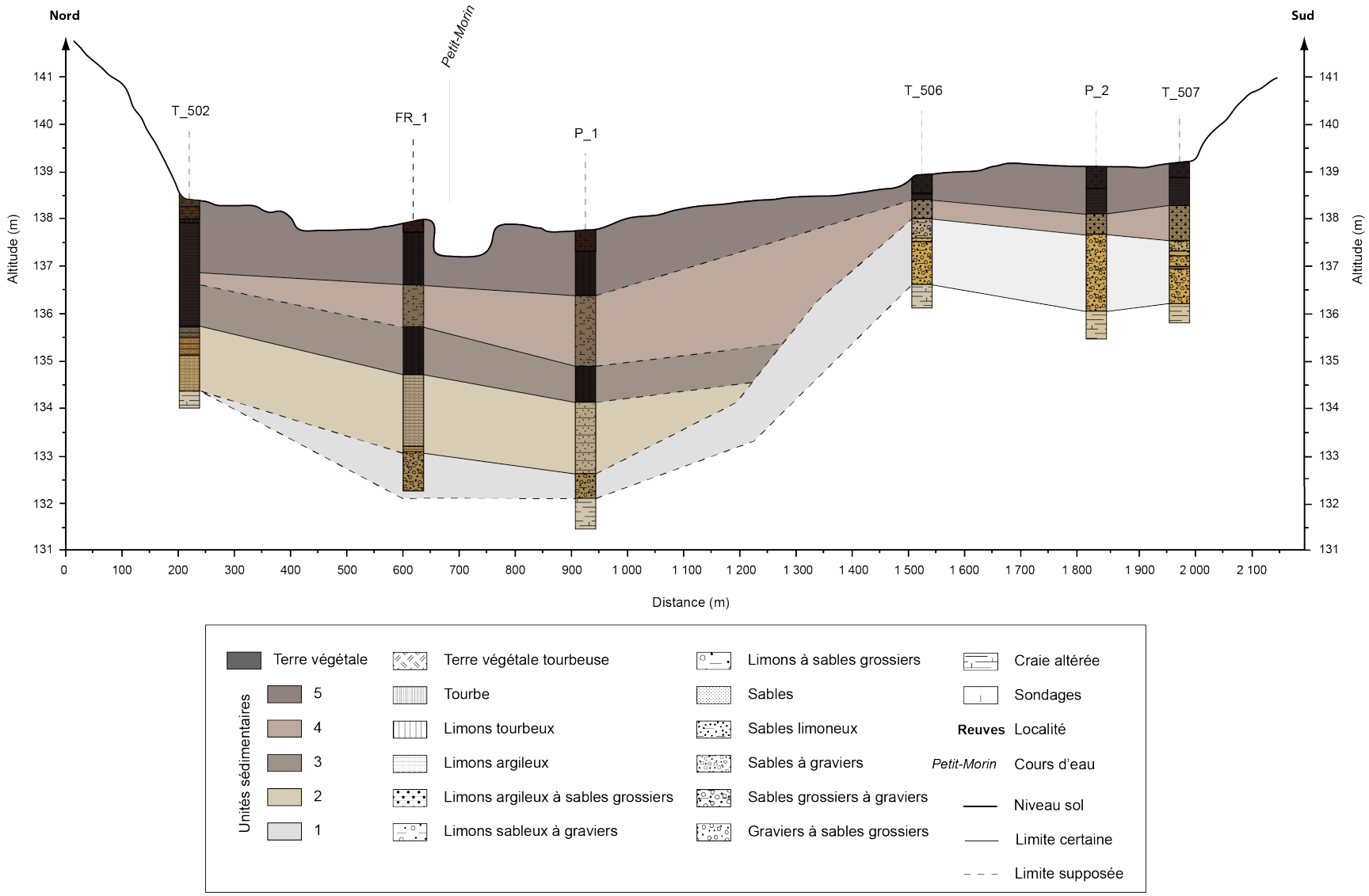


Figure 4.13 : Profil transversal du secteur aval des Marais de Saint-Gond, au niveau du sondage FR_1 (Oyes).

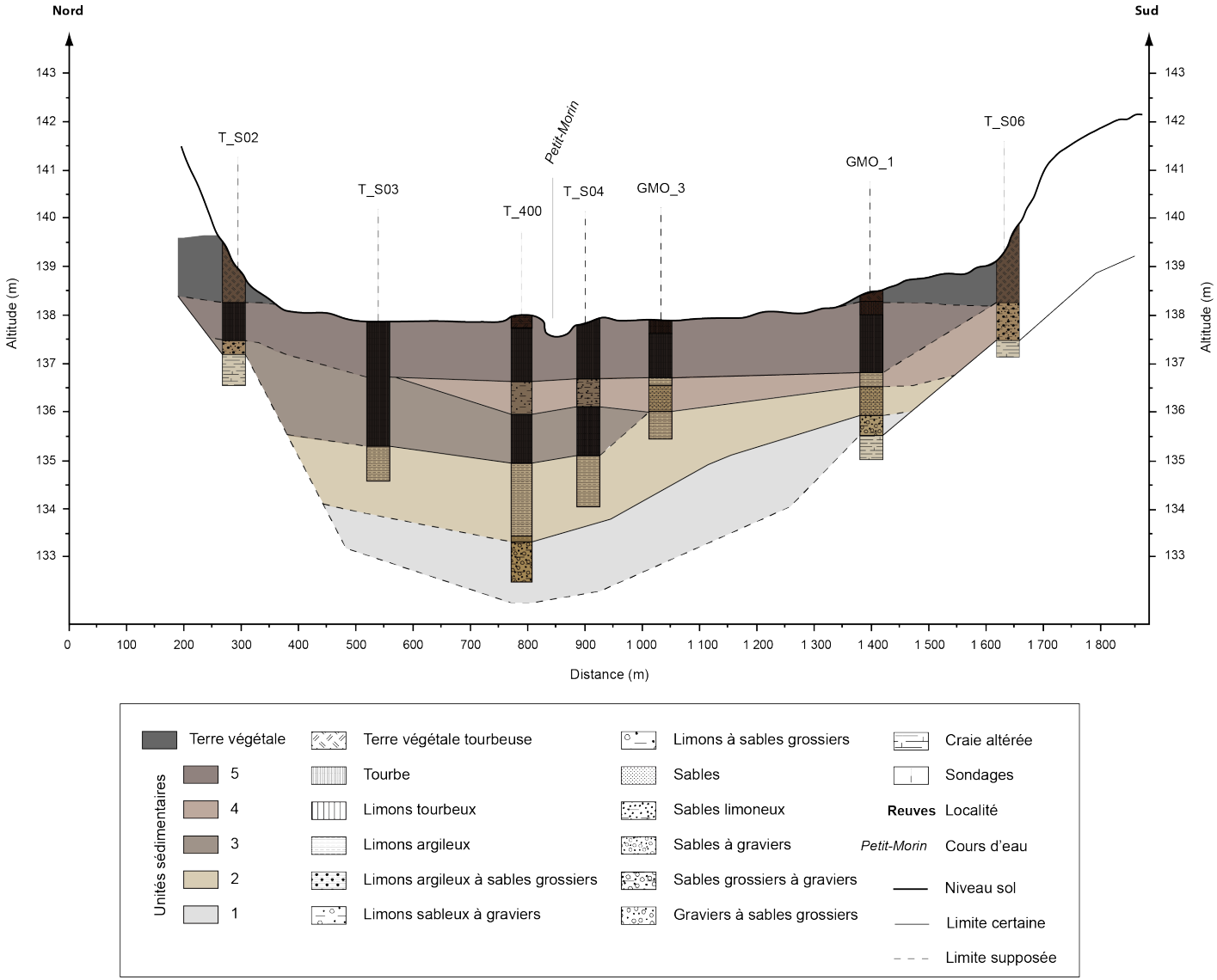


Figure 4.14 : Profil transversal du secteur aval des Marais de Saint-Gond, au niveau du sondage T_504 (Villevenard).

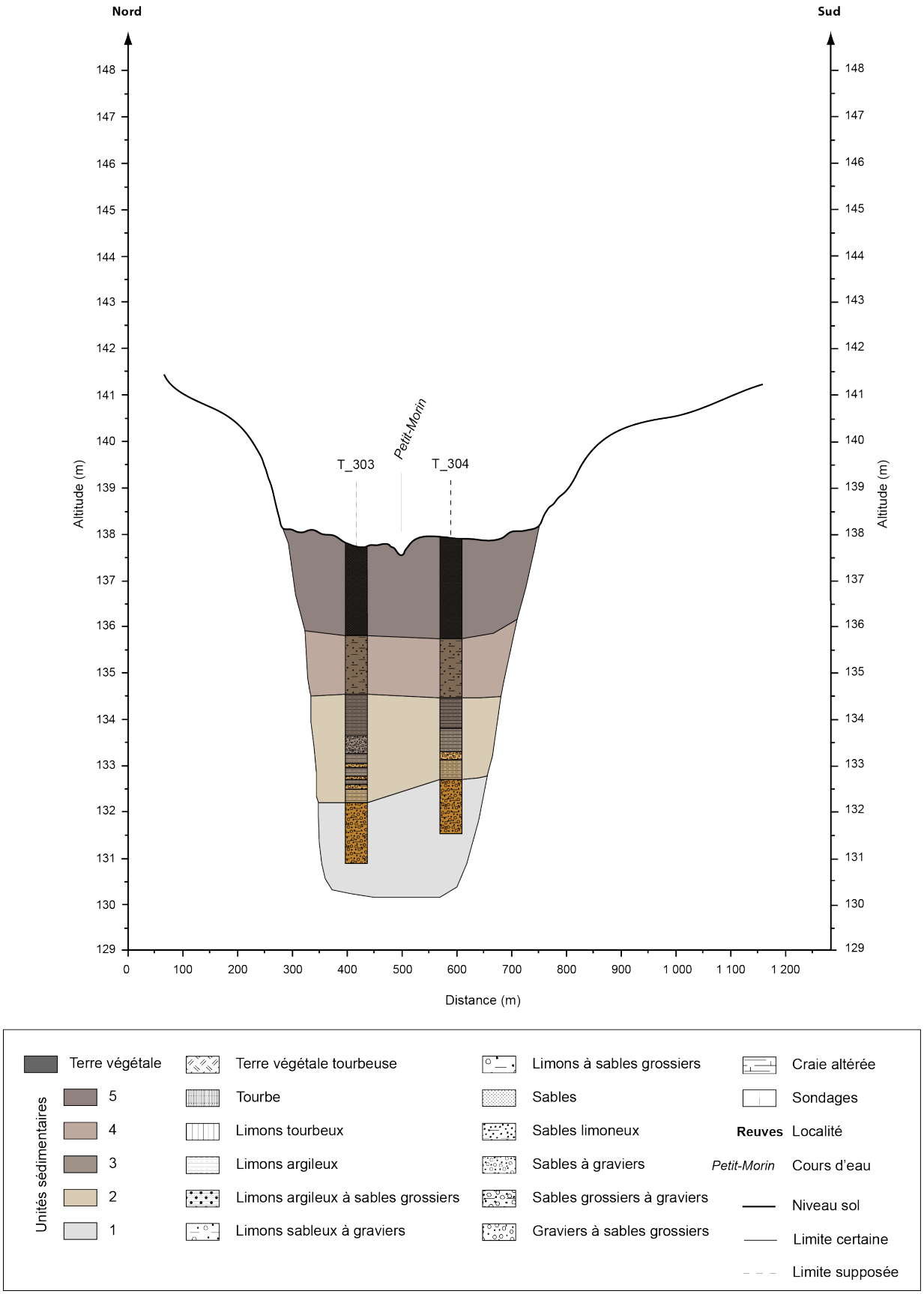


Figure 4.15 : Profil transversal du secteur aval des Marais de Saint-Gond, au niveau du sondage T_303 (Talus-Saint-Prix).

4.1.6. L'exemple du Grand Marais de Oyes : Approche géophysique

Avec l'accord du CENCA et l'aide matériel de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC - Paris 6) une approche géophysique a pu être entreprise dans le Grand Marais de Oyes. Ce dernier se situe dans la partie aval des Marais de Saint-Gond, dans les secteurs susceptibles d'accueillir les plus importantes épaisseurs de remplissages. L'objectif de ce travail à l'échelle de quelques hectares (8 hectares) est de cartographier la résistivité électrique au niveau du Grand Marais de Oyes afin de mettre en évidence, soit une éventuelle homogénéité des épaisseurs des remplissages alluviaux ou à l'inverse une hétérogénéité de ces derniers. Pour cela, la méthode *Slingram* (EM31) est choisie car elle permet de réaliser des profils de résistivité électrique qui une fois assez nombreux constituent un maillage qui permet à son tour une cartographie des valeurs de résistivité à des profondeurs différentes (dispositif horizontal : 3 m ; dispositif vertical : 6 m). L'appareil EM31 se compose d'un boitier et d'une tige sur laquelle un émetteur et un récepteur sont distants de 3,66 m. Pour chaque point, deux mesures sont enregistrées à 1 m au-dessus du sol. La première est réalisée avec l'EM31 en position horizontale afin d'obtenir des valeurs de conductivité et de phase à 3 m de profondeur et la seconde avec l'EM31 en position verticale afin d'obtenir ces mêmes valeurs à 6 m de profondeur. L'ensemble des informations obtenues sont ensuite stockées dans un polycorder. Finalement, 20 profils comprenant entre 8 et 22 points de mesures ont pu être réalisés, soit un total de 338 points de mesures. Si lors de cette campagne, la présence de végétation bien développée telle que des rangées d'arbres, des broussailles et d'imposants roseaux ont pu constituer une difficulté dans la constitution de profils rectilignes, ces derniers sont tout de même raisonnablement linéaires et donc facilement interprétables. De ce fait, 2 cartographies de la résistivité électrique exprimée en ohms/mètres ont été réalisées ; l'une exprimant les valeurs de résistivités à 3 m de profondeur et la seconde à 6 m de profondeur (Fig. 4.16). Sur le secteur d'étude, 5 sondages à la tarière ont été réalisés afin de pouvoir corréler les données de résistivité électrique avec les formations alluviales sous-jacentes.

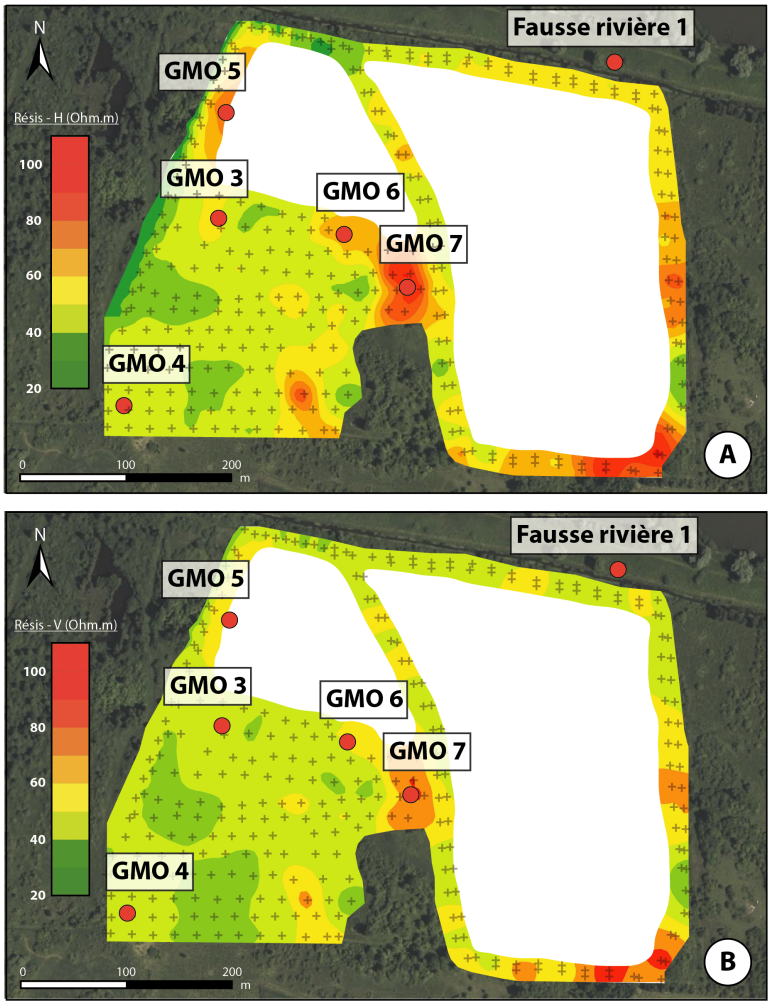


Figure 4.16 : Cartographie de la résistivité électrique (méthode Slingram, EM31) du Grand Marais de Oyes à 3 m de profondeur (A), à 6 m de profondeur (B) et localisation des sondages stratigraphiques.

La cartographie de la résistivité électrique à 3 m et à 6 m de profondeur montre une organisation spatiale des valeurs de résistivités homogènes quelle que soit la profondeur d'investigation (Fig. 4.16). Toutefois, on observe d'une part des gammes de valeurs de résistivités plus faibles à 6 m de profondeur qu'à 3 m ce qui laisse à penser que logiquement, le milieu est plus conducteur en profondeur car situé en zone noyée de manière perpétuelle. D'autre part, on remarque des disparités spatiales assez importantes sur un espace pourtant relativement restreint (8 hectares). En effet, les gammes de valeurs s'étendent de 30 ohms/m à 80 ohms/m à 6 m de profondeur et de 20 ohms/m à 110 ohms/m à 3 m de profondeur. Malgré l'hétérogénéité des valeurs, il est important de signaler que ces dernières restent toutes relativement faibles et témoignent d'un milieu généralement poreux et perméable.

Afin d'essayer de corréler les valeurs de résistivité avec la nature et l'épaisseur des remplissages alluviaux du Grand Marais de Oyes, 5 sondages à la tarière sont réalisés et décrits sur le terrain (Fig. 4.17).

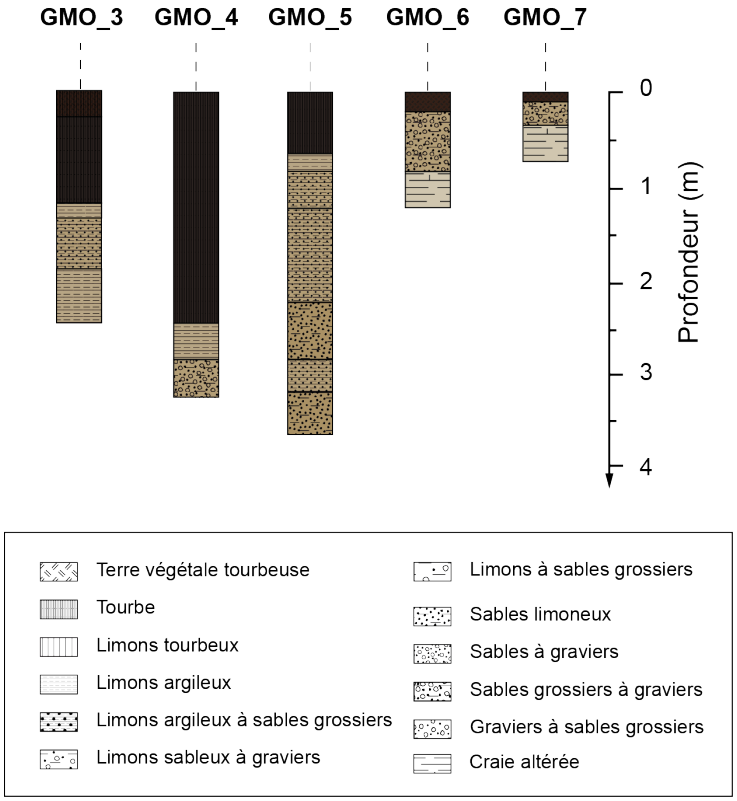


Figure 4.17 : Récapitulatif des sondages stratigraphiques réalisés dans le Grand Marais de Oyes.

Les sondages GMO_3 et GMO_4 sont réalisés dans les secteurs où la résistivité électrique est la plus faible quelle que soit la profondeur d'investigation. On retrouve au niveau de ces sondages des épaisseurs de tourbes relativement importantes, comprises entre 120 cm et 250 cm d'épaisseur. Sous ces formations tourbeuses, le sondage GMO_4 présente un niveau limono-argileux peu épais (50 cm) sous lequel on retrouve la nappe de la grève (U1) caractérisée par des sables grossiers. Le sondage GMO_3 possède quant à lui un niveau limono-argileux à sables grossiers et un niveau limono-argileux qui se développe sur au moins 1 m de profondeur. La confrontation de la nature des remplissages et des valeurs de résistivité semble indiquer que l'épais remplissage tourbeux induit des valeurs de résistivités faibles qui témoignent d'un milieu gorgé en eau. Dans un milieu hétérogène (nature des remplissages sédimentaires variée), la résistivité électrique résulte de la contribution de tous les éléments traversés par le courant émis (Séger *et al*, 2014), c'est pourquoi les niveaux argileux ne semblent pas véritablement

impacter la résistivité « moyenne » du milieu par rapport à l'épaisseur des niveaux tourbeux même à 3 m de profondeur. Pour la résistivité à 6 m de profondeur elle est sans doute représentative des remplissages tardiglaciaire/holocène sus-jacents mais également de la nappe de grève weichsélienne.

Le sondage GMO_5 présente des valeurs de résistivité plus importantes que les sondages précédents. En effet, on remarque des valeurs relativement faibles, autour de 50 ohms/m à 6 m de profondeur qui illustrent un remplissage plutôt capacitif en eau comme les formations sableuses à graviers de la nappe de grève. En revanche, les valeurs de résistivité à 3 m de profondeur sont plus élevées et passent de 50 ohms/m à plus de 80 ohms/m ce qui témoigne d'un milieu moins capacitif en eau. Ce rehaussement des valeurs s'explique par la présence d'une épaisse couche de formations limono-argileuses et limono-argileuses à sables plus ou moins grossiers sur 3 m de profondeur qui constituent une couche localement plus imperméable, où les échanges en eau entre la nappe aquifère sous-jacente et la surface se font mais de manière moins importante.

Enfin, les sondages GMO_6 et GMO_7 sont réalisés aux endroits où les valeurs de résistivités sont les plus importantes avec des valeurs comprises en 60 et 80 ohms/m à 6 m de profondeur et entre 70 et 110 ohms/m à 3 m de profondeur. Ces deux sondages ont la particularité d'avoir atteint très rapidement la craie altérée qui constitue le toit du substrat crayeux sous-jacent. En effet, on retrouve au niveau de ces sondages entre 40 et 70 cm de sables grossiers associés à la nappe de grève sur lesquels reposent quelques centimètres de limons tourbeux. L'absence de remplissages tardiglaciaire/holocène conséquents, et la faible épaisseur de la nappe de grève font que la craie altérée et par conséquent la craie plus saine, sous-jacente détermine un milieu moins capacitif en eau que sur l'ensemble du grand Marais de Oyes. Ces secteurs où le substrat crayeux est subaffleurant et où les remplissages alluviaux sont très peu épais voire absents, constituent dans la culture locale des sécherons. Les valeurs de résistivité observées à 3 m et 6 m de profondeur témoignent d'un milieu plus « sec » au niveau des sécherons, compris entre 60 et 110 ohms/m, caractéristique de la résistivité de la craie (Annexe 4.1).

Cette différence de résistivité observée entre 6 m et 3 m de profondeur au niveau des sondages GMO3, GMO_5, GMO_6 et GMO_7, témoigne qu'il peut exister dans certains secteurs (à l'échelle de la parcelle), un cloisonnement de la zone humide induit par la nature et la géométrie des remplissages alluviaux ou simplement par la géométrie du toit de la craie qui, dans certains secteurs est affectée par des cuvettes et des dômes (Duprat, 1997).

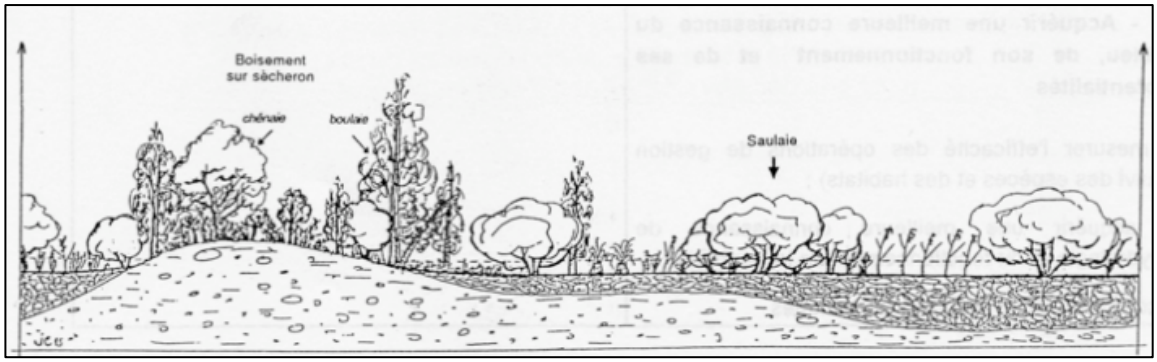


Figure 4.18 : Répartition de la végétation au niveau de la tourbière et des sécherons (Chapuis, 1996).

Dans le paysage, les secteurs de sécherons et les secteurs où les remplissages alluviaux sont plus épais et gorgés d'eau sont identifiables via la répartition de la végétation (Chapuis, 1996). En effet, on retrouve généralement sur les sécherons des chênaies et des boulaies typiques des boisement sur sécherons, alors qu'au niveau de la zone plus marécageuse on retrouve des saulaies et des phragmitaie et roselières (Fig. 4.18).

4.2. Étude paléoenvironnementales des Marais de Saint-Gond du Tardiglaciaire à l'Holocène

4.2.1. Datations ^{14}C et études palynologiques dans les Marais de Saint-Gond.

La partie aval des Marais de Saint-Gond a fait l'objet d'études complémentaires dans le but d'obtenir des informations plus précises relatives à l'âge des formations alluviales et à l'évolution des paysages au sein et autour de la zone humide. Pour cela 4 sondages ont été utilisés pour la réalisation conjointe de datations ^{14}C et d'études palynologiques (Fig. 4.19).

Les différentes datations obtenues permettront dans un premier temps de caler chronologiquement les différentes unités sédimentaires évoquées plus haut afin de pouvoir associer à chacune d'entre-elle une période allant du début du Tardiglaciaire jusqu'à la fin de l'Holocène. Les résultats palynologiques quant à eux permettront d'affiner la chronostratigraphie des remplissages des Marais de Saint-Gond et de comprendre l'évolution des paysages dans le bassin versant. En effet, les dynamiques paysagères une fois identifiées permettent de mieux appréhender les dynamiques et la nature des dépôts au sein de la zone marécageuse. Les résultats sont comparés avec les modèles déjà bien identifiés et documentés dans les vallées de la Somme, de l'Oise, de la Marne ou encore de la Seine du Tardiglaciaire à l'Holocène pour à terme, relativiser et valider les résultats.

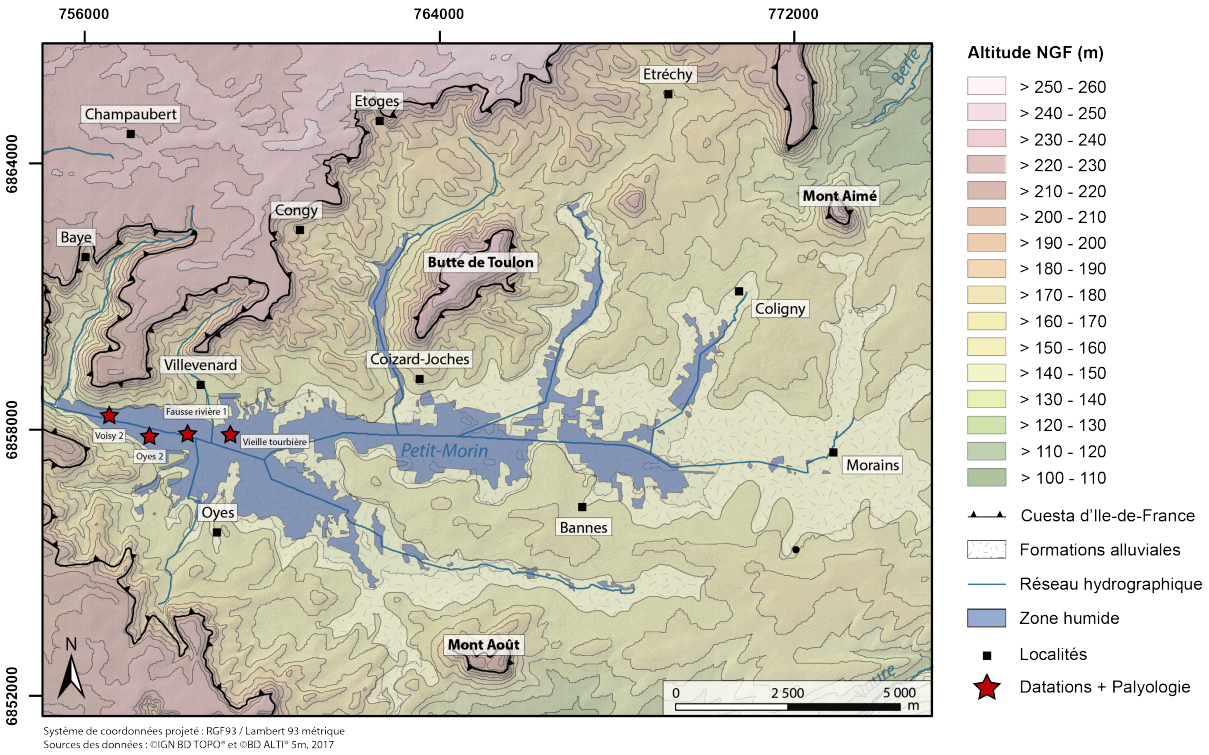


Figure 4.19 : Localisation des sondages utilisés pour les datations radiocarbones et les études palynologiques dans les Marais de Saint-Gond.

N° carotte	Profondeur (cm)	N° Lab	Age ^{14}C BP	Age calibré (cal. yr BP)		Age calibré (cal. yr AD/BC)	
				95,4% (2σ)	Probalilité médiane	95,4% (2σ)	Probalilité médiane
Voisy 2	198	Poz-74873	3355 +/- 30	3355 (82,6%) 3646	3500 cal. BP	1697 (78,6%) 1602 BC	1650 cal. BC
Vielle Tourbière	204	Poz-74874	11910 +/- 60	13561 (95,4%) 13861	13711 cal. BP	11914 (89,8%) 11612 BC	11763 cal. BC
Oyes 2	30	Poz-86929	895 +/- 30	736 (55,6%) 834 842 (39,8%) 910	821 cal. BP	1116 AD (55,6%) 1214 AD 1040 (39,8%) 1108 AD	1129 cal. AD
Oyes 2	70	Poz-87012	1725 +/- 30	1562 (95,4%) 1705	1635 cal. BP	245 AD (95,4%) 388 AD	315 cal. AD
Oyes 2	110	Poz-87014	2265 +/- 30	2159 (51,1%) 2255 2299 (44,3%) 2647	2248 cal. BP	306 BC (51,1%) 210 BC 398 BC (44,3%) 350 BC	299 cal. BC
Oyes 2	160	Poz-87013	7740 +/- 35	8440 (95,4%) 8590	8516 cal. BP	6641 BC (95,4%) 6491 BC	6567 cal. BC
Oyes 2	190	Poz-74614	9910 +/- 50	11215 (89,5%) 11411	11313 cal. BP	9462 BC (89,5%) 9260 BC	9364 cal. BC
Oyes 2	228	Poz-87015	11030 +/- 50	12750 (95,4%) 13033	12895 cal. BP	11084 BC (95,4%) 10801 BC	10946 cal. BC
Oyes 2	266	Poz-74613	11700 +/- 60	13416 (95%) 13644	13521 cal. BP	11695 BC (95,4%) 11467 BC	11572 cal. BC
Oyes 2	301	Poz-74612	12430 +/- 60	14186 (95,4%) 14937	14541 cal. BP	12988 BC (95,4%) 12237 BC	12592 cal. BC
Fausse Rivière 1	148	Poz-74875	8490 +/- 50	9438 (100%) 9542	9490 cal. BP	7593 (95,4%) 7489 BC	7541 cal. BC
Fausse Rivière 1	325	Poz-74615	12440 +/- 60	14202 (100%) 14961	14581 cal. BP	13014 (95,4%) 12253 BC	12633 cal. BC

Tableau 4.6 : Synthèse des datations radiocarbones réalisées dans les Marais de Saint-Gond.

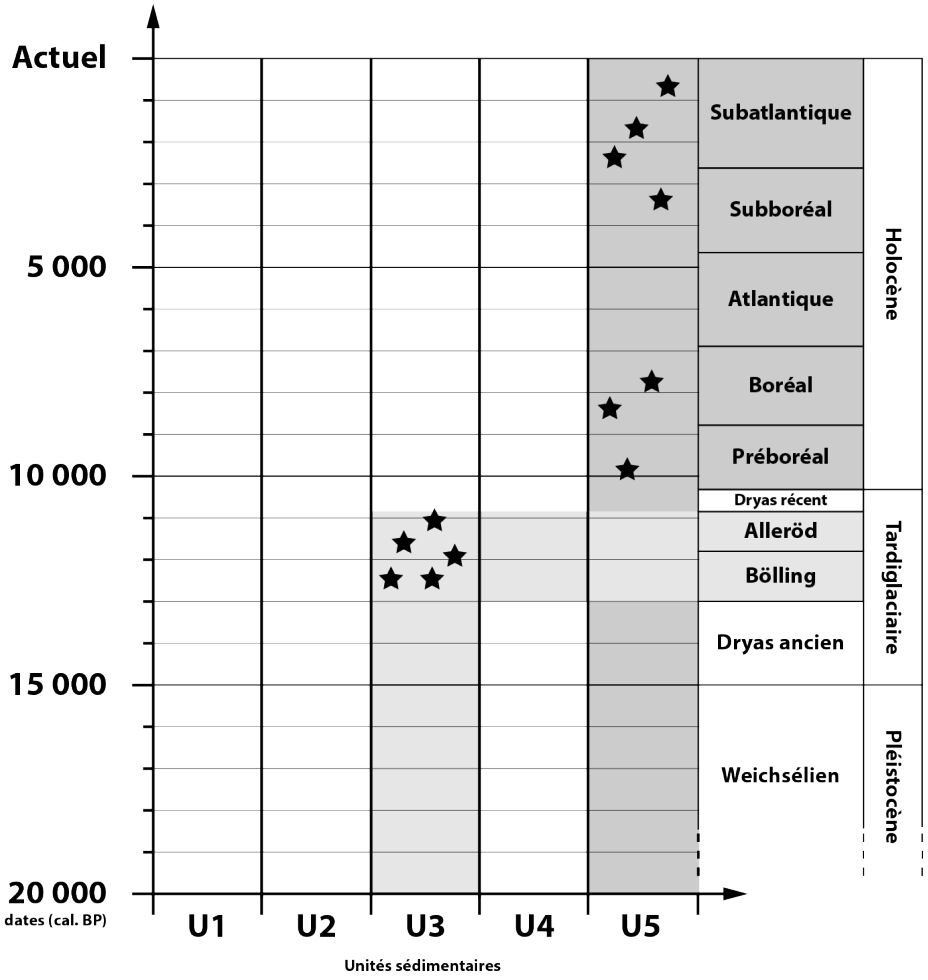


Figure 4.20 : Synthèse des datations ^{14}C réalisées dans les Marais de Saint-Gond et intégration au modèle chronostratigraphique.

La réalisation de 12 datations ^{14}C sur 4 sondages permet d'obtenir des datations allant de 12 440 BP pour la plus ancienne (« Fausse Rivière 1 ») à 895 BP pour la plus récente (« Oyes 2 »)(Tab. 4.6). Si l'ensemble des datations sont réalisées sur des échantillons de tourbe, les limites inférieures et supérieures des unités sédimentaires sont privilégiées afin de caler chronologiquement au mieux, les premiers et derniers dépôts tourbeux. Les limites supérieures peuvent en revanche avoir été tronquées par une phase érosive et ainsi dater les derniers dépôts comme étant plus anciens qu'en réalité. Les épaisseurs des différents niveaux tourbeux étant plus importantes dans la partie aval des marais, c'est sur ce secteur que se sont portées l'ensemble des datations. Ces dernières permettent donc de dater les différentes unités sédimentaires identifiées précédemment et de les caler dans la chronostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène. (Fig. 4.20)

La première unité sédimentaire (U1) n'a pas pu être datée faute de matière organique suffisante dans cette formation alluviale constituée de graviers et de sables calcaires. Toutefois, cette formation est associée à la nappe alluviale de la grève weichsélienne datée à 100 000 BP (*cf supra*). Cette formation peut donc être datée entre 100 000 BP et 15 000 BP. Correspondant pour cette dernière à l'âge des premiers dépôts tardiglaciaire (Pastre, 2000).

L'unité sédimentaire suivante (U2) limono-argileuse n'a pas pu être datée car c'est une formation extrêmement pauvre en matière organique mais la datation de l'unité sédimentaire n°3 (U3) sus-jacente permet de caler chronologiquement les dépôts de cette formation. En effet, la base de l'unité sédimentaire n°3 (U3) est datée à 3 reprises entre 12 440 BP et 11 910 BP ce qui permet de dater les dépôts de l'unité sédimentaire n°2 (U2) entre 15 000 BP, début du Tardiglaciaire et 12 440 BP, date des premiers dépôts tourbeux de l'unité sédimentaire n°3 (U3). Cette formation alluviale semble donc s'être déposée lors du Dryas Ancien.

La première unité sédimentaire tourbeuse (U3) a pu être datée à 4 reprises dans les sondages de la « Fausse Rivière 1 », de « Oyes 2 » et de la « Vieille Tourbière ». La base de cette formation est datée 3 fois, entre 12 440 BP et 11 910 BP alors que la limite supérieure est datée à une reprise sur le sondage de « Oyes 2 » à 11 030 BP (Fig. 4.20). Le dépôt du premier niveau tourbeux est donc daté entre 12 440 BP et 11 030 BP et peut être associé aux chronozones du Bölling et de l'Alleröd.

L'unité sédimentaire n°4 (U4) très minérale, composée d'un limon calcaire, pauvre en matière organique n'a pas pu être datée directement. En revanche les datations de l'unité sédimentaire sus-jacente et sous-jacente permettent de caler les dépôts de cette formation alluviale. La limite supérieure de l'unité sédimentaire n°3 (U3) est datée à 11 030 BP alors que la limite inférieure de l'unité sédimentaire n°5 (U5) est datée à 9 910 BP (Fig. 4.20). Cette formation peut donc être datée entre 11 030 BP et 9 910 BP ce qui la cale pendant le Dryas Récent, dernière chronozone du Tardiglaciaire.

Le second niveau tourbeux associé à l'unité sédimentaire n°5 (U5) est le mieux documenté du fait de la valeur très élevée de matière organique. Ce niveau possède 7 datations réparties sur 3 sondages (« Fausse Rivière 1 », « Oyes 2 » et « Voisy 2) (Fig. 4.20). Les premiers dépôts sont datés à 9 910 BP et la datation la plus récente date les dépôts à 895 BP à 27 cm de profondeur.

Le sondage de « Oyes 2 » possède 5 datations dans cette unité sédimentaire et permet d'évaluer la chronologie des dépôts tourbeux. Les 35 premiers centimètres identifiés à la base de la formation sont datés entre 9 910 BP et 7 740 BP soit un dépôt de 35 cm en l'espace de 2 170 ans en faisant abstraction d'une éventuelle érosion (0,2 mm/an). Au-dessus, 52 cm de tourbe se sont déposés en l'espace de 5 475 ans, entre 7 740 BP et 2 265 BP soit 0,1 mm/an. Enfin, les 81 derniers centimètres de tourbe se sont déposés entre 2 265 BP et 895 BP (1 370 ans) soit un dépôt de 0,6 mm/an. Cette dernière unité sédimentaire est donc datée entre 9 910 BP et l'actuel, ce qui l'inscrit dans l'intégralité des chronozones de l'Holocène, du Préboréal au Subatlantique.

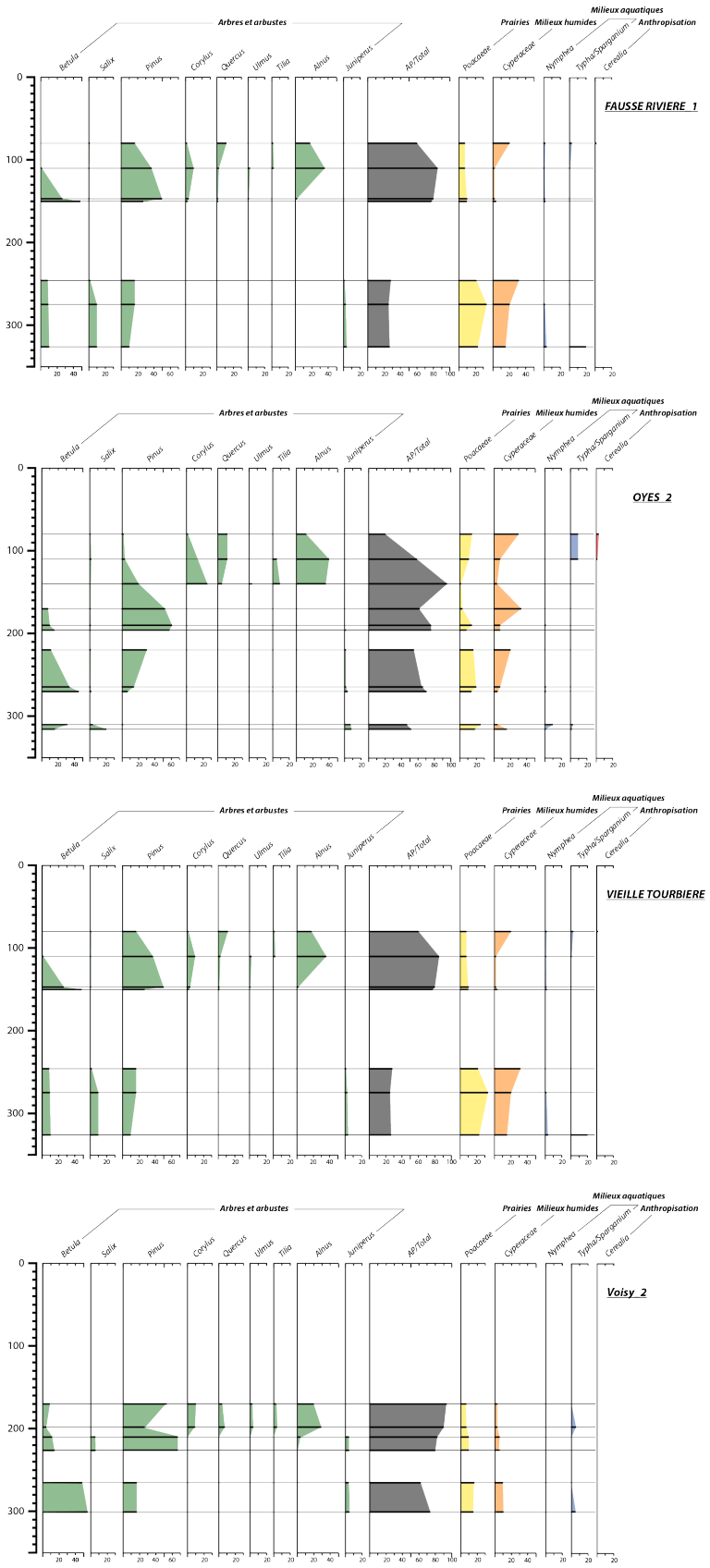


Figure 4.21 : Diagrammes pollinique de « Oyes 2 », « Fausse Rivière 1 », « Voisy 2 », « Vieille Tourbière ».

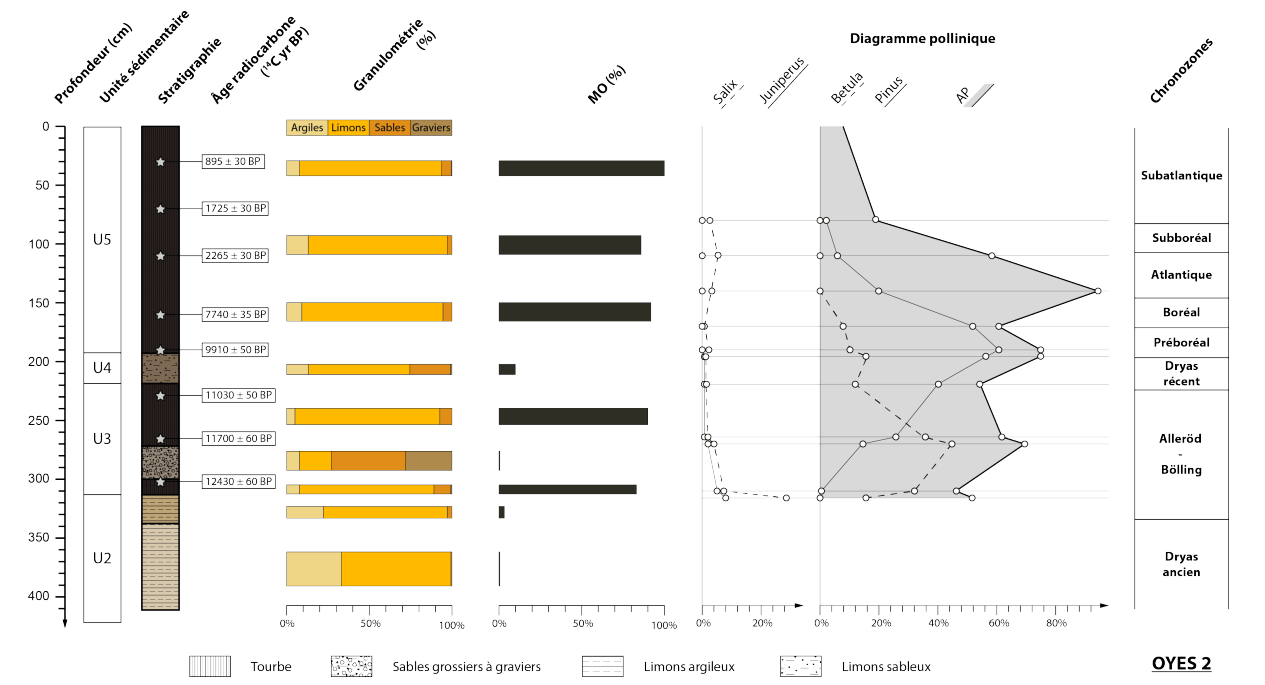


Figure 4.22 : Sondage de « Oyes 2 » (Stratigraphie, Datations, Granulométrie, Matière organique, Diagramme pollinique.

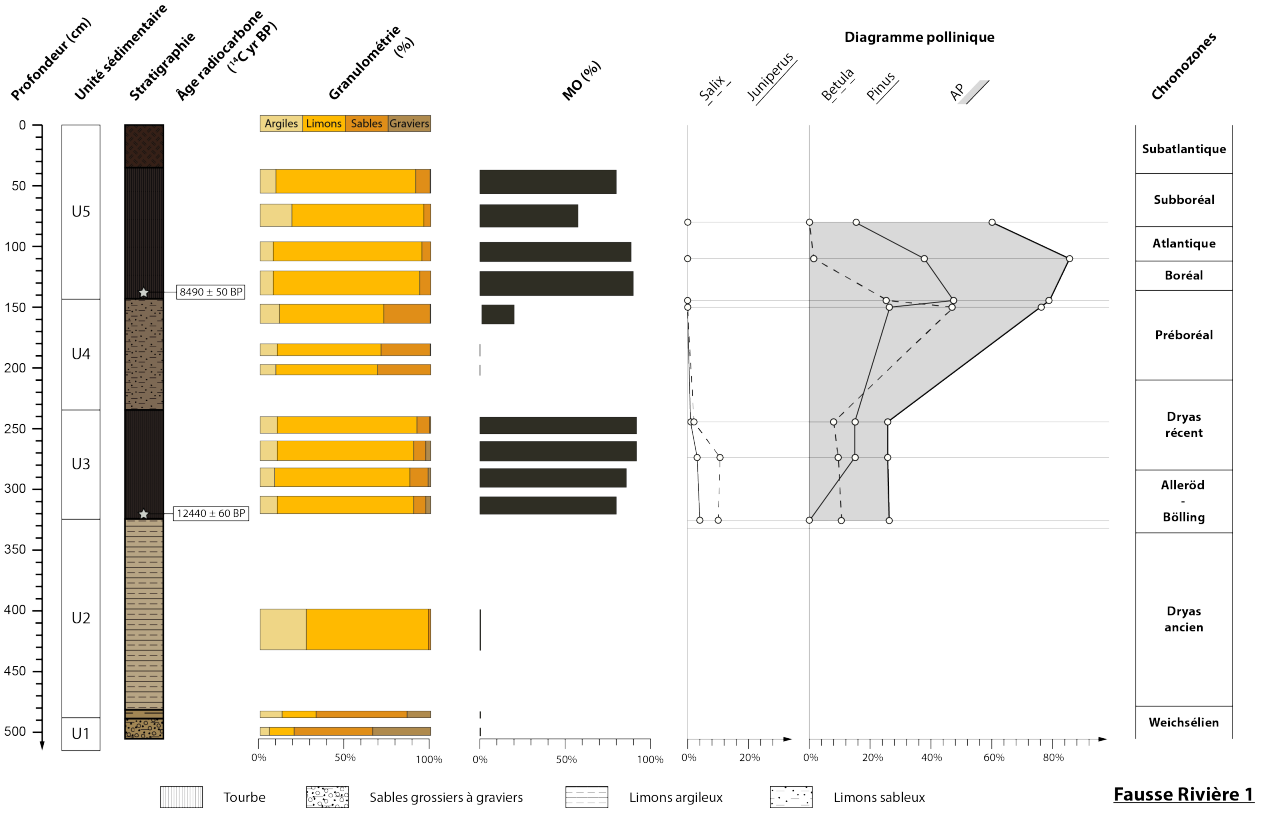


Figure 4.23 : Sondage de « La Fausse Rivière 1 » (Stratigraphie, Datations, Granulométrie, Matière organique, Diagramme pollinique)

L'approche palynologique permet de préciser dans quelles chronozones se situent les différentes unités sédimentaires et retracent l'occupation forestière et herbacée du bassin versant. L'indice AP, qui est le rapport entre les pollens arboréens sur les pollens totaux permet d'obtenir des informations sur l'ouverture ou non du paysage. L'analyse pollinique permet également d'identifier des indices polliniques d'anthropisation (IPA, *cerealia*, rudérales) qui reflètent les actions de l'Homme sur l'environnement végétal (pratiques agricoles, déforestation, brulis…) (Fig. 4.21).

Les unités sédimentaires n°1 et 2 n'ont pas pu faire l'objet d'une étude pollinique précise car ces deux formations sont pauvres en matières organiques et les quelques pollens présents sont très mal conservés et donc inexploitables pour la majorité. Toutefois, un échantillon situé au niveau de la transition entre l'unité sédimentaire n°2 (U2) et n°3 (U3) a fait l'objet d'une étude pollinique. Cette dernière révèle un indice AP de 52% qui se caractérise par la présence de *Salix* (29%), *Betula* (16%) et *Janiperus* (8%). La végétation herbacée est dominée par les Poacées (17%), les Cypéracées, méso-hygrophiles (17%) et *Artemisia* (4%). Si la position de l'échantillon à l'interface entre deux unités sédimentaires rend difficile la description précise de la végétation de l'unité sédimentaire n°2, il permet tout de même d'obtenir des informations sur le type de végétation rencontrée durant la chronozone du Dryas ancien.

L'unité sédimentaire n°3 (U3) est marquée par une colonisation forestière des milieux (*Pinus*, *Betula* et *Salix*). Toutefois l'indice AP possède des valeurs contrastées entre le sondage de « Oyes 2 » et de la « Fausse Rivière ». Le premier niveau tourbeux du sondage « Oyes 2 » possède 4 échantillons dont l'indice AP est compris entre 48 et 69% ce qui est représentatif d'un milieu relativement fermé avec une végétation forestière bien développée. A l'inverse, au niveau du sondage de la « Fausse Rivière 1 » les valeurs de l'indice AP sont beaucoup plus faibles (entre 25 et 27%) et témoignent d'un paysage plus ouvert. Toutefois, malgré ces valeurs différentes, on retrouve dans les deux sondages une végétation forestière constituée principalement de *Pinus*, *Betula* et quelques *Salix* et *Janiperus*. Il en est de même pour la végétation herbacée qui est représentée par des Poacées, des Cypéracées et *Artemisia*. On retrouve également dans cette chronozone appartenant au Bölling et à l'Alleröd une végétation hygrophile marquée par *Nymphéa, Potamogeton, Myriophyllum spicatum* et *Typha/Sparganium*.

L'unité sédimentaire suivante (U4), est très minérale ce qui rend l'analyse pollinique compliquée. Toutefois, certains échantillons sont situés aux transitions entre l'unité sédimentaire n°3 et n°4. C'est le cas pour l'échantillon situé à 220 cm de profondeur dans le sondage « Oyes 2 ». Il se caractérise par une végétation forestière représentée par *Pinus* (40%) et *Betula* (12%) mais avec un indice AP de 55,4% plus faible que ceux observés dans le niveau tourbeux sous-jacent. La végétation est caractérisée par les Poacées (14%), les Cypéracées (18%) et quelques *Artemisia* (7%) et *Thalictrum* et *Helianthemum*. Au niveau du sondage de la « Fausse Rivière 1 », à 245 cm de profondeur on retrouve la même végétation forestière caractérisée par *Pinus* (15%), *Betula* (8%) et quelques *Salix* (2%) et *Juniperus* (2%). Pour la végétation herbacée ou l'on retrouve des Cypéracées (31%), des Poacées (33%), *Artemisia* (13%) et quelques *Thalictrum* tout comme le sondage « Oyes2 ».

Lors de la transition entre l'unité sédimentaire n°4 et n°5, l'indice AP augmente de manière significative. Pour le sondage de « Oyes 2 », la valeur de 75% illustre un milieu fermé caractérisé par une végétation forestière très développée composée essentiellement de *Pinus* (57%) et *Betula* (16%). La végétation herbacée est dominée par les Poacées (7%), les Cypéracées (7%) et *Artemisia* (5%). Pour le sondage de la « Fausse Rivière 1 », la transition entre l'unité sédimentaire n°4 et n°5 se situe à 150 cm de profondeur. L'indice AP de 76% illustre là aussi un milieu fermé avec une végétation forestière représentée par *Betula* (47%) et *Pinus* (26%) et une végétation herbacées composée de Poacées (10%), de Cypéracées (3%) et *Artemisia* (2%).

Ces analyses polliniques situées aux transitions entre les unités sédimentaires U3/U4 et U4/U5 témoignent d'un changement de paysage entre les différentes unités sédimentaires mais il est impossible de définir avec exactitude le paysage lors du Dryas récent (U4) sans se référer aux différents travaux réalisés dans le nord-est de la France.

Tout comme pour les datations, la dernière unité sédimentaire (U5) est celle qui possède le plus d'analyses polliniques. Cette formation tourbeuse se caractérise par un indice AP élevé compris entre 59 et 95% à l'exception de l'échantillon prélevé à 80 cm dans le sondage de « Oyes 2 » qui possède un taux de pollen arboréen de 20% seulement. Au niveau de « Oyes 2 », dans les échantillons situés les plus en profondeur (de 189 à 140 cm) la végétation forestière est représentée par *Pinus* (de 52 à 61%) et *Betula* (8 à 11%) et la végétation herbacée est dominée par les Poacées (13%), les Cypéracées (8 à 33%) et *Artemisia* (2%). Ce type de végétation est représentatif de la chronozone du Préboréal.

A 140 cm de profondeur, l'indice AP est très élevé (95%) et la végétation forestière se caractérise par de nouvelles espèces comme *Alnus* (36%) (méso-hygrophiles), *Corylus* (24%), *Tilia* (9%), *Quercus* (5%) et *Pinus* (19%). Quant à la végétation herbacée, elle est composée de Cypéracées (4%). Cet échantillon semble être représentatif de la chronozone de l'Atlantique.

L'échantillon à 110 cm de profondeur se caractérise par un milieu forestier fermé (AP : 60%), dominé par *Quercus* et quelques *Tilia* et *Fagus*. La végétation méso-hygrophile est bien représentée avec *Alnus* (39%) et on retrouve 10% d'espèces hygrophiles. La végétation herbacée est caractérisée par des espèces méso-hygrophiles (Cypéracées, *Equisetum*) et hygrophiles (*Typha/Sparganium*, *Potamogeton*, *Alisma plantago aquatica*). On rencontre également les premiers indices polliniques d'anthropisation (IPA) tels que des *Cerealia* (1,5%) et des rudérales (3,2%). Ce niveau est attribué aux chronozones de l'Atlantique et du Subboréal.

Le dernier échantillon situé à 80 cm de profondeur marque un changement de paysage car l'indice AP n'est que de 20% et est représenté par *Quercus*, *Alnus* et par la présence de *Carpinus* et *Juglans*. Au niveau de la végétation herbacée, les mêmes espèces méso-hygrophiles et hygrophiles que celles identifiées à 110 cm de profondeur sont présentes. Des IPA sont également présents avec *Cerealia* et des rudérales. Ce niveau est attribué à la chronozone du Subatlantique.

Au niveau du sondage de la « Fausse Rivière », l'échantillon situé à 147 cm de profondeur est caractérisé par un indice AP de 79% dominé par *Pinus* (47%), *Betula* (25%) et quelques *Corylus* (4%), *Quercus* (1%) et *Ulmus* (0,2%). La végétation herbacée se compose essentiellement de Poacées (11%) et d'espèces méso-hygrophiles telles que des Cypéracées (2,3%) et des *Filipendula* (3%). Cette végétation semble caractéristique de la fin du Préboréal.

A 110 cm de profondeur, l'indice AP de 85% illustre un milieu fermé composé d'une végétation forestière dominée là encore par *Pinus* (36%), *Corylus* (8%) et quelques *Tilia* et *Ulmus*. La végétation méso-hygrophile est très bien représentée par *Alnus* (36%), des Cypéracées (3%) et 2% d'espèces hygrophiles.

A 80 cm de profondeur, le dernier échantillon illustre une baisse des pollens arboréens (AP : 59%). La végétation forestière est dominée par *Quercus* (33%), *Pinus* (14%) et on retrouve également quelques *Tilia* et *Fagus* tandis que les espèces méso-hygrophiles sont représentées par *Alnus* (17%) et des Cypéracées (18%). Les espèces hygrophiles sont présentes (3%) tout comme des indices polliniques d'anthropisation (IPA) comme *Cerealia* (1%) et des rudérales

(4%). Cet échantillon est identifié comme appartenant aux chronozones de l'Atlantique ou du Subboréal.

L'ensemble des méthodes utilisées que sont l'analyse granulométrique, colorimétrique, les datations ^{14}C et les analyses palynologiques permettent dans un premier temps d'identifier les différentes unités sédimentaires. Par la suite, ces dernières ont pu être datées grâce aux datations ^{14}C et les analyses palynologiques permettent d'identifier à l'intérieur même des unités sédimentaires les différentes chronozones. L'ensemble de cette analyse permet de proposer une reconstitution de l'évolution Tardiglaciaire et Holocène des Marais de Saint-Gond.

4.2.2. L'évolution tardiglaciaire et holocène des Marais de Saint-Gond.

En accord avec l'ensemble des résultats (stratigraphie, granulométrie, analyse de la matière organique, datations ^{14}C et analyses palynologiques) obtenus et précédemment décrits, l'évolution des Marais de Saint-Gond du Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène est proposée. Cette dernière est comparée avec la chronologie des événements majeurs survenus dès le Pléistocène jusqu'à l'Holocène dans les grandes vallées du Nord de la France (Somme, Oise, Marne, Seine). Les datations ^{14}C et les analyses palynologiques étant réalisées exclusivement dans la partie aval de la zone humide, le travail de stratigraphie et d'identification des différentes unités sédimentaires réalisé sur l'ensemble de la zone humide permet d'extrapoler les résultats sur l'ensemble des Marais de Saint-Gond. Aux vues de la superficie des marais et de l'espacement entre les sondages utilisés, l'évolution tardiglaciaire-holocène des Marais de Saint-Gond proposée est une évolution globale, à grande échelle.

L'objectif ici n'est pas d'obtenir une reconstitution extrêmement précise de l'évolution Tardiglaciaire et Holocène de la zone humide mais d'apporter de nouvelles connaissances relatives aux grands changements environnementaux et aux changements de dynamiques hydrologiques qu'ont connu les Marais de Saint-Gond depuis plus de 15 000 ans. L'objectif terminal étant de comprendre le comportement hydrodynamique des marais. Ce dernier est dépendant des caractéristiques hydrogéologiques (porosité, perméabilité, transmissivité) des unités sédimentaires recouvrant la craie. Les datations ^{14}C à l'analyse palynologique permettent de caler et d'inscrire ces dernières dans le modèle chronostratigraphique séquencé du Pléistocène supérieur au Subatlantique.

- *Le **Pléistocène supérieur** (Weichsélien) (110 000 – 15 000 BP).*

Durant la période froide du Weichsélien, la Somme-Morin, pas encore capturée par la Soude dépose une épaisse nappe de sables et graviers calcaires (U1). La très faible quantité de matière organique dans cette formation alluviale rend impossible une éventuelle datation ^{14}C, toutefois l'étude géomorphologique du chapitre précèdent nous permet de dater le dépôt de cette nappe alluviale autour de 100 000 ans. Cette formation, associée à l'unité sédimentaire n°1 est appelée localement « nappe de grève ». Elle constitue encore aujourd'hui la base de la zone humide et est présente sur l'ensemble des Marais de Saint-Gond : soit à plus de 5 m de profondeur, soit elle affleure principalement sur les pourtours de la zone humide. Comme en témoigne la fraction granulométrique grossière de la « nappe de grève », le régime hydrologique de l'époque semble être suffisamment important pour transporter ces sables et graviers calcaires. A cette époque dans le nord de la France le style fluvial se caractérise par un style de chenaux en tresses et une sédimentation plutôt grossière dans des conditions climatiques froides (Roblin-Jouve, 1984). Si le style de chenaux en tresses n'a pas pu être identifié le long du tracé du Petit-Morin, Depreux (2015) identifie ce style fluvial dans la vallée affluente du Ru du Moulin (Depreux, 2015). On retrouve également ce style fluvial dans le bassin de la Marne (Fig. 4.1, 10-22) où les dépôts sont caractérisés par des sables et graviers crayeux (Le Jeune et al., 2012), tandis que dans le bassin de l'Oise ce sont des graviers et des sables plus ou moins limoneux que l'on retrouve dans les fonds de vallées (Fig. 4.1, 23-49) (Coutard et al, 2010 ; Coulon, 2011). Cette sédimentation grossière est corrélative à une dynamique hydrologique compétente à régime nival de plaine, sur un permafrost régressif au niveau des vallées favorisant le ruissellement et la mobilisation des graveluches gravitaires colluviales et éoliennes. Cette formation alluviale qui recouvre le toit de la craie ne constitue pas de barrière hydraulique entre la nappe de la craie et le cours d'eau puisque la capacité au champ détermine de bons échanges entre ces deux réservoirs. Néanmoins dans la partie supérieure du bassin versant, cette nappe de grèves constitue un réservoir perché notamment sur l'interfluve Somme-Petit-Morin et à ce titre présente une vitesse de tarissement bien plus rapide que celle de la craie. Dans la partie inférieure ce remplissage weichsélien constitue un aquifère alluviale de dépression en connexion directe avec la nappe de la craie.

A la faveur d'un réchauffement progressif des températures, une phase d'incision entaille les formations weichsélienne sur plusieurs mètres comme en témoigne la plupart des profils transversaux réalisés dans les marais. C'est également durant cette période que la capture de la Somme-Morin par la Soude est réalisée et prive le « nouveau » Petit-Morin de l'ensemble de son bassin d'alimentation amont (300 km^2).

- *Le **Dryas ancien** (15 000 – 13 000 BP).*

Le Dryas ancien est une période froide qui constitue la première chronozone du Tardiglaciaire. Dans les Marais de Saint-Gond, cette période est caractérisée par l'unité sédimentaire n°2. Constituée d'une fraction granulométrique limono-argileuse très fine, cette formation sédimentaire illustre le premier changement majeur de dynamique hydrologique au sein de la zone humide. En effet, le spectre granulométrique témoigne d'un régime hydrologique propice à la décantation. Cette formation limono-argileuse très carbonatée, appelée « craie lacustre » vient combler les anciens chenaux en tresses et recouvrir une partie de la « nappe de grève » sous-jacente. Cette phase de sédimentation fine carbonatée est consécutive à une période froide et humide sans permafrost où les versants crayeux sont aisément mobilisés faute d'une végétation très développée. En effet, le Dryas ancien constitue une chronozone définie par un milieu ouvert en cours de colonisation par la végétation (*Janiperus*, *Salix* et *Betula*). Cela détermine un faible prélèvement évapotranspiratoire et un bilan hydrologique excédentaire favorable à l'infiltration dans la craie. Dans ce contexte climatique propice à la recharge aquifère, la nappe de la craie affleure dans une large dépression lacustre située dans la partie inférieure du bassin versant à la faveur de la remontée du toit de la craie à Talus-Saint-Prix. Les affluents du Petit-Morin en connexion avec la nappe de la craie dans leur partie inférieure participent au démantèlement des versants et nourrissent la sédimentation lacustre crayeuse. Cette dernière dénuée de lentilles à formations plus grossières témoigne de conditions de dépôts homogènes soutenues par un régime hydrologique pondéré par la nappe de la craie.

Cette première chronozone du Tardiglaciaire se caractérise ailleurs par un style fluvial de chenaux en tresses dans un période froide également. On retrouve une sédimentation limoneuse plus grossière plus ou moins organiques sur l'ensemble du Bassin de Paris (Bordes, 1954 ; Bakels, 1995 ; Pastre *et al.*, 2000 ; Coutard *et al.*, 2010) qui peut s'expliquer par le ruissellement généralisé sur des couvertures géologiques argileuses recouvrant la craie (argiles à Silex). La

période du Dryas ancien constitue une période de transition entre le Pléistocène supérieur qui la précède et les premiers changements climatiques intervenus lors du Bölling.

Dans les Marais de Saint-Gond, le spectre lacustre du Dryas ancien détermine une formation alluviale aquiclude où un toit à la nappe de grève provoque la déconnexion entre la nappe de la craie et le réseau hydrographique, notamment à l'aval de Bannes.

- *Le **Bölling** (13 000 – 11 800 BP).*

L'amélioration des conditions climatiques au cours du Bölling détermine une colonisation forestière intense des versants et une fermeture progressive du milieu. Les végétations forestières (*Pinus*, *Betula*), arbustives (*Salix*, *Janiperus*) et herbacées se développent au sein de la zone humide, où l'on retrouve également l'apparition d'espèces méso-hygrophiles (Cypéracées) et hygrophiles (*Nymphéa*, *Potamogeton…*) qui témoignent de l'apparition d'une zone marécageuse largement végétalisée sous forme d'un premier dépôt tourbeux, sus-jacents aux dépôts limono-argileux du Dryas ancien. Cette formation palustre participe à la fermeture du milieu lacustre du Dryas ancien corrélativement à la baisse progressive du niveau piézométrique de la nappe de la craie. Cette dernière s'explique par l'augmentation significative des prélèvements évapotranspiratoires déterminée par la dynamique forestière.

Sur l'ensemble du Bassin de Paris, on constate une phase d'incision et une évolution du système fluvial. Les cours d'eau tendent vers un système de transition caractérisé par un faible nombre de chenaux stables ; 2 à 4 chenaux dans les grandes vallées et un chenal dans les vallées secondaires (Antoine, 1997 ; Pastre *et al.*, 2002). Considérant la faiblesse de dynamique hydrologique du Petit-Morin à la suite de la capture hydrographique, un seul chenal semble s'être développé au sein de la zone humide durant le Bölling (Fig.4.1, 3). Le développement et l'expansion de la végétation arbustive associés à des premiers dépôts organiques viennent combler la grande majorité des chenaux des grandes vallées du nord de la France. Les datations réalisées sur l'ensemble de ces dépôts organiques du Bassin de Paris datent les premiers dépôts autour de 12 000 BP. Ils sont constitués de limons riches en matières organiques.

- Bassin de la Somme : 12 370+/- 70 BP ; 11890+/- 70 BP et 12 370+/- 70 BP (Antoine, 1997) (Fig. 4.1, 4).

- Bassin de l'Oise : 12 400 +/- 120 BP (Pastre *et al.*, 2000) (Fig. 4.1-32,33).

- Bassin de la Marne : 11 915 +/- 60 BP (Orth *et al.*, 2004) (Fig. 4.1, 16).

L'unité sédimentaire U3 du Bölling-Alleröd constitue la base d'une nouvelle entité alluviale aquifère peu épaisse et discontinue.

- *L'**Alleröd** (11 800 – 10 800 BP).*

Il ne semble pas y avoir de véritables changements par rapport à la végétation observée durant le Bölling à l'exception du sondage de la « Fausse Rivière 1 » qui témoigne d'un paysage beaucoup plus ouvert (AP : 25%) qui pourrait signifier qu'une légère péjoration climatique soit responsable d'une ouverture du milieu. Toutefois, en terme de dépôts sédimentaires on retrouve durant cette période exclusivement des dépôts tourbeux (Fig. 4.1-3).

Si cette période se caractérise par une courte phase d'incision et d'un système fluvial qui se stabilise vers un système à large méandres dans les vallées du nord de la France, cette dynamique est difficilement identifiable au sein de la zone humide des Marais de Saint-Gond.

Dans les vallées du nord de la France, la végétation se développe à nouveau grâce à une amélioration des conditions climatiques, à la suite de la période de régression observée plus tôt. On retrouve ces deux phases dans les dépôts caractéristiques de l'Alleröd avec à la base des limons calcaires plus ou moins organiques selon les secteurs et par-dessus un niveau tourbeux déterminé par des limons très riches en matières organiques (Antoine, 1997a,b,c ; Orth *et al.*, 2004 ; Pastre *et al.*, 1997 ; 2000 ; 2002). Là encore de nombreuses datations placent ces remplissages tourbeux autour de 11 000 BP.

- Bassin de la Somme : 11 410 +/- 80 BP ; 11 540 +/- 80 BP (Antoine, 1997a,b,c : Antoine *et al.*, 2000 ; 2003) (Fig. 4.1-6).

- Bassin de l'Oise : 10 900 +/- 140 BP ; 11 440 +/- 150 BP (Pastre *et al.*, 2000) (Fig. 4.1 -28).

- Bassin de la Marne : 11 410 +/- 140 BP (Orth *et al.*, 2004) (Fig. 4.1-16).

- *Le **Dryas récent** (10 800 – 10 300 BP).*

Cette période correspond à la dernière manifestation froide intense avant l'Holocène (Lefèvre *et al.*, 1993). Ce refroidissement produit une réactivation importante des versants et une légère incision des dépôts tourbeux sous-jacents corrélativement à l'augmentation du rythme et de l'intensité des crues. La péjoration climatique du Dryas récent se caractérise par une ouverture du milieu (baisse des températures) et une nouvelle mise à nu des versants crayeux. Ces derniers sont facilement mobilisés lors d'épisodes humides et une sédimentation très fine, lacustre se met en place au-dessus des dépôts tourbeux corrélativement à l'élévation du niveau piézométrique de la nappe de la craie. Tout comme les dépôts rencontrés lors du Dryas Ancien, ces particules fines limono-argileuses carbonatées (craie lacustre) témoignent d'un retour à une ambiance lacustre.

Ailleurs, un remplissage de limons calcaires relativement homogène se développe dans les vallées de l'Oise, de la Marne et de la Vesle (Bakels, 1995 ; Coulon, 2011). Les données polliniques indiquent une régression des arbres en accord avec la baisse des températures. L'ensemble du système fluvial du Bassin de Paris se présente sous la forme d'un chenal principal actif et de quelques chenaux latéraux secondaires de débordement.

- *Le **Préboréal** (10 300 – 8 800 BP).*

Marqué par une amélioration climatique et un réchauffement brutal des températures, le Préboréal constitue la première période de l'Holocène. Cette période est caractérisée par la recolonisation végétale des milieux et le redéveloppement d'une végétation forestière (*Pinus*, *Betula*) et herbacée (Poacées, Cypéracées et *Artemisia*) semblable à celle rencontrée lors du Bölling et de l'Alleröd.

Les apports détritiques étant devenus très faibles corrélativement à la végétalisation et la stabilisation des versants, le régime hydrologique se stabilise et des dépôts tourbeux se mettent lentement en place et forment un second niveau tourbeux au-dessus des limons carbonatés du Dryas Récent.

Dans la majeure partie du Bassin de Paris, l'incision des chenaux uniques à méandres est engendrée par l'augmentation du ruissèlement corrélatif à l'accroissement des précipitations (Haesaets, 1984). Les apports détritiques dans le chenal sont très faibles et illustrent la

stabilisation des versants et celle du régime hydrologique. Sur l'intégralité du Bassin de Paris des limons tourbeux à intercalations limons organiques (Coulon, 2011 ; Coutard *et al*., 2010 ; Le Jeune, 2012) se déposent. Cette évolution morpho-sédimentaire s'accompagne d'un développement de la végétation arborée (Orth et al., 2004). Les différents niveaux tourbeux sont dans l'ensemble datés autour des 9 000 BP.

- Bassin de la Somme : 9 300 +/- 80 BP (Antoine, 1996) (Fig. 4.1, 1).
- Bassin de l'Oise : 9 150 BP +/- 50 BP (Coutard *et al*., 2010) (Fig. 4.1, 17).
- Bassin de la Marne : 9 190 +/- 70 BP ; 8 845 +/- 70 BP (Orth *et al*, 2004) (Fig. 4.1, 16).

▪ *Le **Boréal** (8 800 – 6 900 BP).*

Durant le Boréal, les dépôts tourbeux continuent de se développer consécutivement à l'extension de la végétation forestière et herbacée. Ces dernières se diversifient et de nouvelles espèces sont identifiées telles que *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus* en plus des *Pinus* et *Betula* qui restent encore dominants. Le régime hydrologique stabilisé depuis le Préboréal et la végétalisation de plus en plus importante de la zone marécageuse favorisent la formation de tourbe.

Cette période se distingue par une extension des tourbes dans l'ensemble des vallées du Bassin de Paris. On retrouve également des dépôts de limons organiques à dominante minérale au contact entre le versant et la tourbière dans certains secteurs du bassin de la Somme (Antoine, 1997a). De nombreux chenaux et fonds de vallées vont être intégralement comblés par des remplissages tourbeux. Dans les vallées de la Somme et de l'Oise on distingue tout de même quelques chenaux en bordure des tourbières.

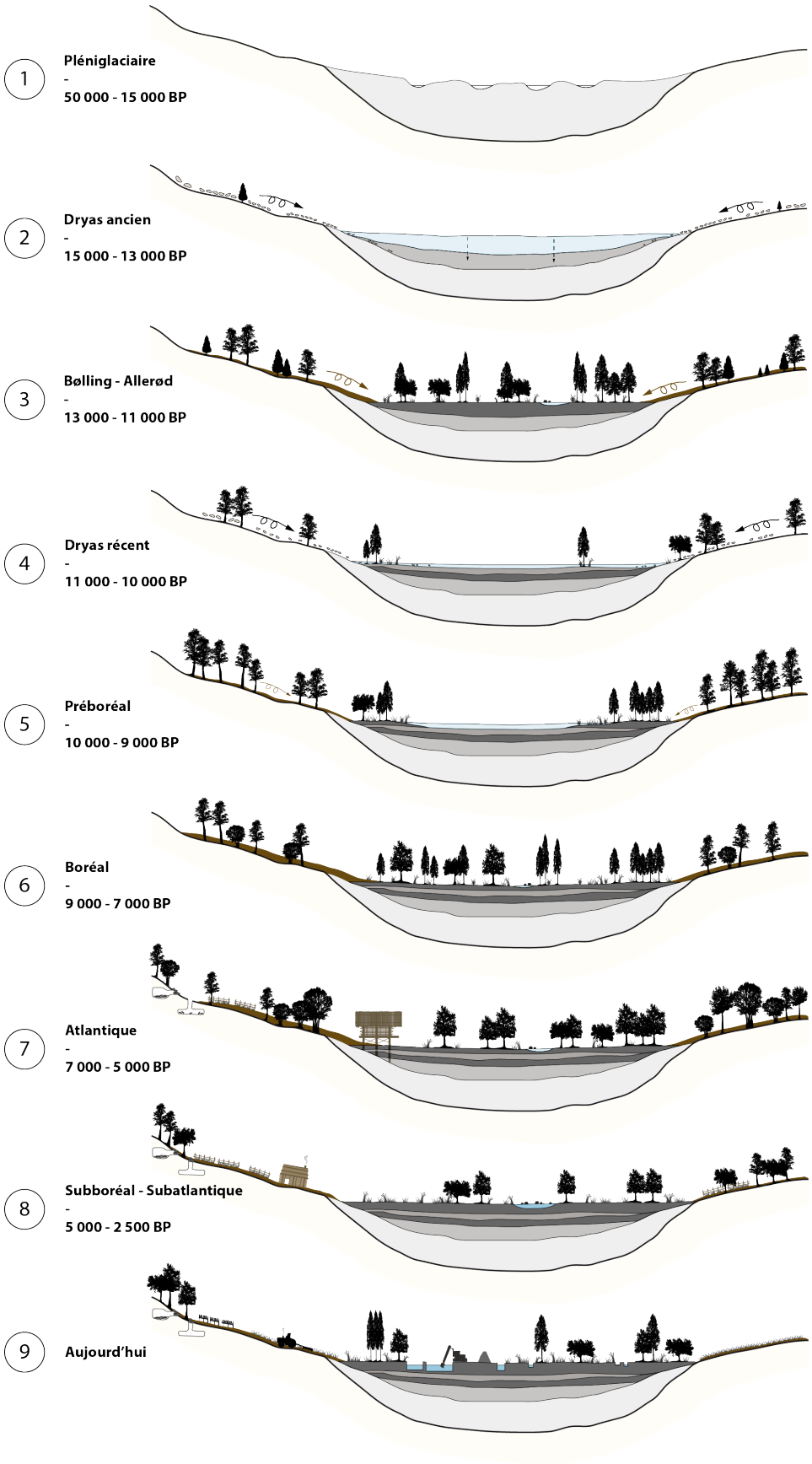


Figure 4.24 : Proposition de l'évolution des paysages tardiglaciaires et holocènes des Marais de Saint-Gond.

- ***L'Atlantique*** *(6 900 – 4 700 BP).*

La chronozone de l'Atlantique possède les indices AP les plus élevés (60 à 95%) ce qui illustre la fermeture du milieu et le développement important de la végétation forestière. De nouvelles espèces méso-hygrophiles deviennent majoritaires comme *Alnus* et la végétation hygrophile est bien représentée (*Typha/Sparganium, Potamogeton…*).

Durant l'Atlantique, le colmatage tourbeux des fonds de vallées du nord de la France continue et la taille des chenaux diminue au gré de la baisse progressive de la dynamique hydrologique. On observe également un ralentissement des transferts sédimentaires détritiques dû à la stabilisation des versants entrepris dès le début de l'Holocène. L'Atlantique supérieur est marqué par un regain de l'activité hydrodynamique (Orth *et al,* 2004) dans les vallées de l'Oise, de la Seine et de la Marne vraisemblablement d'origine anthropique (déforestation).

L'Atlantique constitue également une période majeure dans le secteur des Marais de Saint-Gond car c'est durant cette période que le bassin versant fut occupé lors du Néolithique Récent. En effet de nombreuses hypogées, nécropoles creusées à même la craie, et des minières de silex sont situées sur les reliefs autour des Marais de Saint-Gond (Buttes témoins, avant-buttes et front de côte de la Cuesta d'Ile-De-France) (Martineau *et al*, 2014a,b,c ; 2015 ; 2016a,b ; 2019). Cette occupation Néolithique dont nous parlerons plus loin dans ce chapitre se ressent dans les dépôts tourbeux datés de l'Atlantique. En effet, des traces d'indices polliniques d'anthropisation (IPA) révèlent la présence de pratiques culturales (*Cerealia* et rudérales) au sein, ou non loin de la zone marécageuse. L'anthropisation des bassins versants dès l'Atlantique est identifiée dans de nombreuses vallées du nord de la France comme celle de l'Oise (Orth *et al*, 2004) ou encore de la Marne (Le Jeune *et al*, 2012). Dans les Marais de Saint-Gond, cette anthropisation ne s'enregistre pas dans l'analyse granulométrique (absence de lentilles plus grossières dans le niveau tourbeux) malgré les défrichements pour l'agriculture et pour l'exploitation des minières de silex (Martineau *et al*, 2016b ; 2019). Au moment de cet optimum thermique, le bilan hydrique semble peu excédentaire et ne favorise pas le ruissellement ni l'infiltration déterminant une baisse du niveau piézométrique et un début de pédogénèse.

- *Le **Subboréal** (4 700 – 2 700 BP) et le **Subatlantique** (2 700 – Actuel).*

Lors des deux dernières chronozones de l'Holocène que sont le Subboréal et le Subatlantique, la végétation forestière se fait moins dense jusqu'au Subatlantique où l'indice AP atteint seulement les 20%. Cette baisse importante de la végétation forestière au profit de la végétation herbacée peut s'expliquer par la phase de refroidissement global des températures depuis 4 000 BP (Stuiver *et al*, 1991) mais également par des pratiques culturales corrélatives à l'anthropisation des bassins versants telles que la pratique du brûlis et du défrichement massif (Leroyer, 1997). On remarque tout de même une continuité dans la sédimentation de dépôts tourbeux depuis le début de l'Holocène rendue possible par un régime hydrologique calme et une végétation plus ou moins bien développée au fil des chronozones. Ces deux dernières chronozones caractérisées par une végétation méso-hygrophile et hygrophile déjà identifiée lors de l'Atlantique enregistrent les plus fortes vitesses de dépôts de tourbe au sondage de « Oyes2 » (60 cm/k_a) comparé au Préboréal (20 cm/k_a), et au Boréal-Atlantique (10 cm/k_a).

Marqué par l'interruption de l'organogénèse et la reprise de l'activité fluviale, la période fin Atlantique / Subboréal se caractérise dans les principales grandes vallées de nord-est de la France par des dépôts détritiques. Les bassins de l'Oise et de la Marne enregistrent des apports limoneux et connaissent même, dans une moindre mesure une petite phase d'incision vers 3 800 BP (Leroyer, 1997 ; Pastre *et al*, 1997a,b). Vers 3 500 BP, les variations climatiques engendrent une alternance de périodes favorables au développement de la tourbe d'une part et des périodes plutôt propices à des apports limoneux d'autre part. Les Marais de Saint-Gond n'enregistrent donc pas de changements de dynamiques fluviatiles marquées depuis le Préboréal où domine une dynamique organogénétique.

Conclusion du chapitre 4

La sédimentation tardiglaciaire et holocène a engendré des formations alluviales particulièrement épaisses en tête de bassin versant qui présentent un comportement hydrodynamique contrasté alternativement aquifère ou aquiclude. En effet, si les remplissages pléniglaciaires constituent un réservoir alluvial aquifère en connexion directe avec la nappe de la craie, les remplissages tardiglaciaires et holocènes forment un aquifère multicouches de surface dont la géométrie devrait commander les échanges entre la nappe de la craie et le cours d'eau. En fonction de l'organisation spatiale des remplissages, on distingue 3 tronçons caractérisés chacun par des conditions de flux contrastées :

- Le tronçon de « Morains »

Ce tronçon à remplissage exclusivement weichsélien est potentiellement en connexion hydraulique avec la nappe de la craie à surface libre, en condition de flux plus ou moins continu selon le niveau piézométrique. Il est en continuité avec la nappe de grève de l'interfluve anté-capture perchée donc vraisemblablement peu productive en eau et à forte vitesse de tarissement.

- Le tronçon de « Bannes »

Ce tronçon composé d'un remplissage weichsélien, tardiglaciaire et holocène se trouve en limite de condition de flux. Les caractéristiques hydrogéologiques des formations tardiglaciaires et holocènes davantage imperméables déterminent pour ce tronçon une limite de nappe captive. Lors des sondages à la tarière l'eau remonte dans le forage après avoir percé les niveaux argileux manifestant un niveau piézométrique potentiel plus élevé que l'écran argileux. Cependant, leur faible épaisseur (2,5 m maximum) détermine davantage un écran semi-perméable (quasi discontinu) qu'un véritable aquifère alluvial. Cette limite hydrogéologique devrait déterminer un lieu d'émergence de nappe.

- Le tronçon de « Coizard-Joches – Villevenard ».

Ce tronçon marqué par des dépôts weichséliens, tardiglaciaires et holocènes dépassant les 6 m présentent des niveaux aquicludes continus du Dryas Ancien et du Dryas Récent qui déconnectent le Petit-Morin de la nappe de la craie ici captive. En outre, les remplissages holocènes sont suffisamment épais pour constituer un aquifère tampon en connexion avec le Petit-Morin.

Le comportement hydrodynamique du Petit-Morin semble donc étroitement lié à la géométrie des remplissages alluviaux qui conditionnent d'une part les limites de condition de flux de la nappe de la craie (libre en amont de Bannes et captive dans sa partie inférieure) et d'autre part les échanges nappe/rivière. La limite de condition d'écoulement ici commandée par les formations alluviales est généralement conditionnée par le dispositif des cours d'eau cataclinaux dans les entonnoirs de percée cataclinale (Devos, 2010). Généralement on passe d'un aquifère libre à captif dans l'apex de l'entonnoir, situé à Talus-Saint-Prix pour le Petit-Morin. Ici, les formations superficielles décalent vers l'est cette limite de condition de flux.

Chapitre 5 : Les Marais de Saint-Gond à l'échelle historique

Les Marais de Saint-Gond ont toujours dû faire face à de multiples tentatives d'asséchements au cours de leur histoire, passant par des changements de propriétaires et d'impressionnants travaux de drainage. L'exploitation du marais pour ces ressources naturelles a sans doute également joué un rôle prépondérant sur l'évolution spatiale de la zone humide des Marais de Saint-Gond. A travers un bref historique et une étude diachronique de la zone humide l'objectif est d'identifier les phases importantes dans la gestion et l'évolution des Marais de Saint-Gond depuis le XIIème siècle. Une étude de l'évolution de la végétation depuis 1946 vient compléter ce travail et a pour but d'illustrer l'impact des activités humaines sur la végétation du marais.

5.1. Historique de l'occupation des Marais de Saint-Gond depuis le VIIème Siècle

Les Marais de Saint-Gond doivent leur nom à Gond (ou Gaon), un moine français du VIIème siècle, originaire du monastère cistercien de Fontenelle dans le pays de Caux. A la suite d'un voyage en Italie, il est chargé par Saint Vandrille de conduire une colonie de moines devenus trop nombreux à Fontenelle. Il s'achemine donc au hasard et arrive à Oyes en 660 pour y fonder la chapelle Saint-Pierre d'Oyes. Les vastes prairies, les eaux abondantes, les bois et les coteaux verdoyants ou couverts de vignes semblent avoir plu à Gond (de Barthélémy, 1882). La chapelle devient l'abbaye de Saint-Pierre d'Oyes en 676. La légende attribue à Gond des guérissons miraculeuses lors d'une peste qui ravagea le pays. Cependant, Gond décède en 690 et son corps reposera dans l'abbaye.

L'abbaye de Saint-Pierre d'Oyes subsiste jusqu'au IXème siècle où des bandes normandes pénètrent à Oyes, massacrent les moines et détruisent l'abbaye. Pendant près d'un siècle, l'abbaye n'est pas rebâtie et il faut attendre Eve, la femme du Comte Hugues de Lorraine, pour que l'abbaye soit reconstruite au milieu du Xème siècle. C'est à la suite de cette reconstruction que l'abbaye de Saint-Pierre d'Oyes est renommée l'abbaye de Saint-Gond. Au fil des années, elle connaît de nombreux événements (maladies, invasions) et voit son influence diminuer jusqu'à devenir en 1342 un simple prieuré rattaché à l'abbaye bénédictine de Montier-la-Celle (de Barthélémy, 1882). Par la suite, les luttes religieuses dans le secteur de Sézanne vont affaiblir le prieuré. Ce dernier est détruit à la fin du XVIIIème siècle.

D'autres abbayes situées aux alentours des Marais de Saint-Gond se sont partagé l'influence religieuse sur la zone marécageuse, notamment l'abbaye d'Andecy, du Reclus et de la Charmoye (Poinsot *et al*, 1999). Les Marais de Saint-Gond, situés en tête de vallée du Petit-Morin offrent des potentialités en eau indispensable à la vie monastique (Andecy, Saint-Gond, Le Reclus). En plus du fond de vallée marécageux, alimenté par la nappe de la craie, les formations tertiaires du front de côte déterminent des niveaux de sources perchées, qui une fois aménagés (canalisation, plan d'eau) fournissent assez d'énergie pour alimenter des moulins à eau. En revanche la zone marécageuse est propice à la création de plans d'eau, qui rendent possible la pisciculture. Le drainage de la zone marécageuse permet également de transformer une zone humide en terres cultivables. Ce mode d'aménagement des fonds de vallées n'est pas exclusif à la région des Marais de Saint-Gond et se retrouve sur l'ensemble des bassins voisins, de la Seine, de la Saône ou encore de la Meuse (Poinsot *et al*, 1999).

Si la gestion hydraulique des Marais de Saint-Gond durant le Moyen-Âge est principalement gérée par les diverses communautés religieuses et par différents seigneurs (Fig. 5.1), les marais sont essentiellement exploités pour la chasse, la pêche et l'extraction de la tourbe. En revanche, en l'absence de documents cartographiques, il est toutefois difficile d'identifier précisément l'incidence de cette exploitation sur la zone humide. Au sortir du Moyen-Âge, la gestion des Marais de Saint-Gond devient plus complexe et évolue aux rythmes des changements de propriétaires (Fig. 5.1.).

Durant le XVIème siècle, un dénombrement général attribue à chaque communauté villageoise sa part du territoire des Marais de Saint-Gond. Ces communautés sont par la suite chargées d'entretenir le territoire dont elles sont propriétaires. Ces espaces constituent des terres économiquement rentables (Morera, 2011) grâce à la pêche, la création d'étang voués à la pisciculture, l'extraction de la tourbe ou encore la cueillette des roseaux. Ce système de fonctionnement et de gestion de la zone humide semble être la règle jusqu'à la fin du XVIème siècle dans la région. En effet, en 1599 l'Edit d'Henri IV ordonne « l'asséchement de tous les marais de Royaume » avec pour objectif d'augmenter les possibilités de mise en culture des terres dans l'optique d'une politique de croissance économique à la suite des quarante années de Guerres de religion qu'a connu la France de 1562 à 1598. Toutefois cette décision ne sera pas intégralement appliquée au niveau des Marais de Saint-Gond et au cours du XVIIème siècle de nombreux traités entre les communes et l'État vont encourager l'asséchement de la zone

humide. Un lien entre l'accession à la propriété et la charge d'assèchement d'une partie ou de l'intégralité d'un territoire devient très net. L'ensemble des traités ou des décrets royaux imposent l'obligation de dessèchement pour l'officialisation des droits de propriétés individuelles. Si cela n'est pas le cas, alors la jouissance des terres reste au profit des communes ou du royaume, ce qui a entrainé de nombreux conflits comme en attestent de multiples procès-verbaux (Archives Départementales de la Marne).

Au cours du XVIIème et du XVIIIème siècle, une multitude de propriétaires vont se disputer le partage des Marais de Saint-Gond (État, communes et propriétaires privés) et la gestion des marais va également poser problème. En effet, les propriétaires sont chargés des travaux d'entretiens des canaux de drainage sur leurs terres mais comme pour l'asséchement, de nombreux conflits opposent les différents propriétaires. Au début du XVIIIème siècle, à la suite d'un nouveau traité d'asséchement des marais, les communes refusent d'établir des fossés de séparation entre les différentes parcelles car le creusement des canaux de conduite par les seigneurs n'est pas jugé satisfaisant. Toutefois, en 1719 les marais sont jugés « desséchés en toutes leurs parties » mais à la suite d'une seconde visite ordonnée par le Roi, le « bas des Marais de Saint-Gond est non suffisamment desséché » et des travaux complémentaires sont engagés. A la suite de ces travaux, en 1721 « le niveau de l'eau dans les canaux étaient plus bas de deux pieds et demi que la surface du marais » (Poinsot, 2002). Une nouvelle visite en 1724 fait état des travaux réalisés sur le grand canal (Petit-Morin) et juge satisfaisant la largeur et la profondeur des canaux (grand canal et canaux de conduite et de traverse) et l'assèchement est jugé comme réalisé en 1731. La fin du XVIIIème siècle est marquée encore une fois par des changements de propriétaires et des conflits entre les communes et la famille de Lantage. Cette dernière est ordonnée de refaire un certain nombre d'ouvrages mais devant la non réalisation des travaux elle est dépossédée en 1792. Durant ces deux siècles, les Marais de Saint-Gond sont exploités pour la chasse, la pêche, la tourbe et par une agriculture vivrière (avoine, seigle) et des pacages.

Le XIXème siècle est lui aussi marqué par de nombreux changements de propriétaires. En 1828, le conseil d'État redonne à famille de Lantage 7/15ème des marais et 8/15ème à l'État en contre partie de la charge d'effectuer l'asséchement des marais. Les parts de l'État sont par la suite vendues à plusieurs propriétaires toujours sous caution de l'asséchement total des marais. En 1840, un projet d'asséchement est accepté par les Ponts et Chaussées ; comportant deux

méthodes de drainage suivant la nature du sol. Au centre des marais, sur sol tourbeux il est préconisé d'utiliser une simple rigole et en périphérie sur sol graveleux (nappe de grèves) c'est la mise en culture qui est choisie. Quelques années plus tard, en 1865 l'Association Syndicale des Marais de Saint-Gond est créée avec pour obligation d'entretenir l'ensemble des canaux présents sur la zone humide. Les propriétaires sont chargés de l'entretien des fossés transversaux concernant les parcelles individuelles au cœur des marais et les communes sont chargées de l'entretien des canaux longitudinaux et communaux sur la périphérie des marais. Le XIXème siècle voit également l'arrivée de l'exploitation des cendrières (Villevenard) et la poursuite de l'exploitation de la tourbe.

A partir de la deuxième moitié du XXème siècle, les Marais de Saint-Gond connaissent une période d'exploitation intensive de l'ensemble des ressources disponible. L'apparition de la mécanisation dès 1945 permet l'exploitation à grande échelle de la tourbe. Les techniques traditionnelles d'extraction au louchet laissent place à une extraction à la pelle mécanique beaucoup plus « efficace » et productive dans la partie aval des marais où l'épaisseur des formations tourbeuses est la plus importante. La mécanisation permet également un meilleur creusement et recalibrage des canaux de drainages dans la zone allant de Coizard à Bannes (partie centrale des marais). Sous l'impulsion d'une politique nationale d'autosuffisance alimentaire et la mise en valeur de la Champagne Crayeuse on retrouve dans et aux abords des Marais de Saint-Gond 4 grands types d'exploitations agricoles avec une polyculture (céréales, betteraves, fourrages, pommes de terre), céréaliculture, vignoble et élevage. Dans les années 1970, des problèmes de gestion des vannages et des canaux de drainage apparaissent. A la suite de cela, le recreusement d'une grande partie du réseau de drainage est réalisé. Quelques années plus tard, la C.A.T.E.R. de la Marne est choisie comme maître d'œuvre pour l'entretien du réseau de drainage des marais entre 1992 et 1997. En 1994, la commune de Reuves classe une partie des Marais de Saint-Gond en Réserve Naturelle Volontaire (64 hectares). Les Marais de Saint-Gond sont également classés en ZNIEFF de type 1 (Zone Naturelle d'Intérêt Écologique, Faunistique, Floristique) et ZICO (Zone Importante pour la Conservation des Oiesaux) la même année. Il en suivra en 1998 un projet de classement de l'intégralité de la zone humide des marais en zone Natura 2000.

Au XXIème siècle la notion de prise de conscience écologique et de gestion intégrée des marais semble se développer. Un syndicat d'étude pour les communes des marais est créé en 2001, il

a pour objectif une étude hydrologique des marais et une meilleure gestion des canaux et des vannages. L'année 2003 marque la dernière extraction de tourbe dans les marais. En 2008, la Réserve Naturelle Volontaire de Reuves devient une Réserve Naturelle Régionale sous l'impulsion de l'actuel Conservatoire d'Espaces Naturels de Champagne-Ardenne. Les actions du conservatoire continuent encore de nos jours avec l'acquisition de nouveaux terrains sur la commune de Oyes (Grand Marais de Oyes, Petit Marais de Oyes). Enfin, depuis 2016 les Marais de Saint-Gond sont classés en zone Natura 2000 (1 744 hectares) et des travaux d'entretien des vannages aval sont entrepris dans un premier temps.

La succession de l'ensemble de ces évènements, témoigne que la volonté de mettre en culture ou plus généralement d'exploiter les Marais de Saint-Gond subsiste depuis le VIIème siècle jusqu'à nos jours (Poinsot, 2002 ; Shouler et Moline, 1997).

	Dates	Propriétaires / Décrets	Gestion des Marais / Travaux	Exploitation des Marais
Moyen-Âge		Seigneurs, Abbayes *Saint-Gond* *Andecy* *Reclus* *Charmoye*		Chasse, pêche, exploitation artisanale de la tourbe
	1130		Premières traces de volonté d'assèchement des Marais	Chasse, pêche, exploitation artisanale de la tourbe
XVIème Siècle	1555	Chaque communauté villageoise	1er dénombrement général	Chasse, pêche, exploitation artisanale de la tourbe.
	1599	Henry IV ordonne le "*dessèchement de tous les marais du Royaume* ".	Augmentation des possibilités de mise en culture suite aux guerres de religion -> ***Non appliqué***	Chasse, pêche, exploitation artisanale de la tourbe, agriculture vivrière.
XVIIème Siècle	1620	Traité : Abandon par les communes de 9/10 des terrains contre 1/10 de terres desséchées.	***-> Non apliqué***	Agriculture vivrière et developpement des zones de pacages.
	1655	Décret de Louis XIV : "Tous les marais ou terres vagues entrent dans le domaine royal".	Droits de chasse, de pêche, de justice attribués au Roi.	Agriculture vivrière et zones de pacages.
	1665-68	Discussion pour le partage des Marais et les frais de dessèchements.	Le royaume doit réaliser les canaux de conduite et d'écoulement des eaux.	
	1670	Décret royal : partage entre le Roi (50%) et les 15 communes (50%).	Don de 50% des parts du Roi au Comte de Rommecourt contre l'obligation d'assèchement total des Marais (sans contribution des communes) -> ***Don contesté pendant deux siècles***	5 809 arpents de partagés (+/- 2 000 hectares) Chasse, pêche, exploitation artisanale de la tourbe, agriculture vivrière, pacages.
XVIIIème Siècle	1702	Acte de prise d'effet de la concession Rommecourt seulement quand l'assèchement sera réalisé.	Jouissance par les communes de l'ensemble des Marais tant que le dessèchement ne serait pas réalisé.	Exploitation artisanale de la tourbe, élevage et agriculture vivrière.
	1717	Traité de dessèchement des Marais	Creusement des canaux de conduite et de traverse par les seigneurs, aux communes d'établir les fossés de séparation. Refus des communes pour qui le "dessèchement n'était pas effectif".	
	1718	Débuts des travaux d'assèchement		
	1719-20	Première visite des Marais et attestation de leur "dessèchement" en toutes ces parties		
	1721-22	Deuxième visite et travaux de dessèchement	Verdict : "Bas des Marais de Saint-Gond non suffisament desséché".	
	1724-25	Troisième visite	Procès verbal des travaux réalisés.	
	1730-31	Acte reconnaissant les mêmes droits pour les habitants qu'avant la concession jusqu'au défrichement.		Plantation de saules en borbure du canal principal (Petit-Morin) Exploitation des tourbières, développement de l'agriculture (avoine et seigle). Tourbe : 600m^3/an extraits
	17..	Vente à la famille de Lantage par le fils Rommecourt.	Travaux d'entretien non réalisés.	Difficultés pour maintenir les exploitations de tourbes et de cendres. Problèmes de récoltes et textes faisant état de pacages médiocres.
	1773	Acte donnant ordre à Mr Lantage de refaire les ouvrages de drainage	Travaux d'entretien non réalisés.	
	1792-93	Actes du Directoire dépossédant la famille de Lantage. Nombreux procès après la Révolution.		
			• • •	

		• • •		
XIXème Siècle	1825	Ordonnance du conseil d'Etat redonnant 7/15ème des Marais à la famille de Lantage et 8/15 à l'Etat.		Période d'exploitation privilégiée des cendrières (Villevenard).
	1836	Ordonnance royale précisant les droits des propriétaires en contrepartie de la charge d'assècehement.		Période d'exploitation des cendrières.
	1840	Projet d'assèchement accepté par les Ponts et Chaussées.		
	1841	Ordre Royal de réalisation des travaux.	Travaux d'assèchement des marais	Mise en culture des terres gagnées sur le marais et exploitation de la tourbe
	1849	Fin des travaux (durée de 8 ans).		
	1865	Décret de la fondation de l'Association Syndicale des Marais de Saint-Gond. Obligation d'entretien pour les communes et les propriétaires	Propriétaires : Entretien des fossés transversaux concernant les parcelles aux coeur des marais	Apparition de la culture de la beterrave.
XXème Siècle	1900			Travail du chanvre et culture de la beterrave.
	1945	Politique d'autosuffissance alimentaire : mise en valeur de la Champagne Crayeuse.	Création des bassins d'exploitation de tourbe.	Regain de l'extraction de tourbe.
	1964		Recalibrage des canaux de drainage.	Viticulture sur les coteaux, élevage bovin, cultures céréalières, polyculture (blé, orge, maïs, beterraves…) et extraction de tourbe.
	1970		Travaux d'entretien des canaux et des fossés.	Période de forte exploitation des Marais de Saint-Gond et drainage intensif
	1972		Problème de gestion des vannages du Petit-Morin.	
	1978		Recreusement du réseau de drainage	Diminution progressive de l'élevage bovin sur les pacages.
	1992-97	C.A.T.E.R. de la Marne est choisie comme maître d'œuvre pour l'entretien des Marais de Saint-Gond.	Programme sur 5 ans, entretien des ruisseaux et fossés.	
	1994	Classement par la commune de Reuves d'une partie des Marais de Saint-Gond en Réserve Naturelle Volontaire. Classement en ZNIEFF de type 1 et ZICO	64 hectares classés en RNV (Réserve Naturelle Volontaire). 3200 hectares classés en ZNIEFF et ZICO	Viticulture sur les coteaux, cultures céréalières, polyculture (blé, orge, maïs, beterraves…) et extraction de tourbe.
	1998	Projet de classement NATURA 2000		
XXIème Siècle	2001-02	Création d'un Syndicat d'étude pour les communes du bassin versant des Marais de Saint-Gond.		
	2003			Dernière extraction de tourbe dans les Marais de Saint-Gond
	2008	La RNV (Réserve Naturelle Volontaire) de Reuves devient une Réserve Naturelle Régionale (RNR)	Les 64 hectares de l'ancienne RNV sont classés en RNR (Réserve Naturelle Régionale).	
	2016	Classement en Natura 2000	Travaux de restauration du vannage aval (Talus-Saint-Prix) 1744 hectares classés en Natura 2000	

Tableau 5.1 : Tableau récapitulatif de la gestion des MSG depuis le XIème Siècle (d'après Poinsot, 2002, Shouler et Moline, 1994, modifié).

Cette approche historique basée essentiellement sur les textes et les archives nous montre le rôle fondamental des abbayes sur la gestion du marais. Toutefois elle reste évasive quant à la gestion hydraulique et piscicole de l'ensemble du réseau hydrographique. Certains textes font écho de moulins sur les affluents, exploitant des hauteurs de chute associées aux fortes pentes

des cours d'eau cataclinaux mais avec des débits potentiellement faibles (chômage des ouvrages en période d'étiage).

L'absence dans les textes de moulins sur le Petit-Morin en amont de Talus-Saint-Prix s'explique aisément d'une part par l'absence de hauteur de chute suffisante et d'autre part par la faiblesse des vitesses d'écoulement. En revanche, des plans d'eau et l'exploitation de la tourbe sont signalés dès le XIIème siècle alors que le drainage raisonné et organisé semble apparaitre dès le XVIème siècle.

L'analyse historique se doit d'être complétée par l'examen de documents plans afin de proposer une modélisation spatiale de l'évolution de la zone humide des Marais de Saint-Gond.

5.2. Analyse diachronique des Marais de Saint-Gond depuis 1830.

L'analyse diachronique des Marais de Saint-Gond a pour objectif de cartographier et de quantifier, à l'aide de l'outil SIG, les conséquences de l'exploitation des marais par l'Homme sur la zone humide des Marais de Saint-Gond à l'échelle historique (Girard, 1997). L'utilisation de documents plans permet de cartographier et d'évaluer la superficie de la zone humide et des entités hydrographiques (fosses d'extraction de tourbe, plan d'eau) ainsi que la longueur du réseau de drainage (drains et réseau hydrographique).

5.2.1. Méthodes de l'analyse diachronique

La méthodologie de travail de l'étude diachronique des Marais de Saint-Gond repose sur trois grandes étapes (Fig. 5.1). La première consiste à collecter un maximum des documents qui seront par la suite utilisés ou non pour l'étude. Les documents sélectionnés sont ensuite importés sur l'outil SIG pour y être géoréférencés dans un système de coordonnées commun. A la suite de cette seconde étape, le travail de digitalisation permet à la fois de cartographier l'ensemble des résultats mais également d'en extraire un maximum de données chiffrées (superficies, longueurs, effectifs, densités).

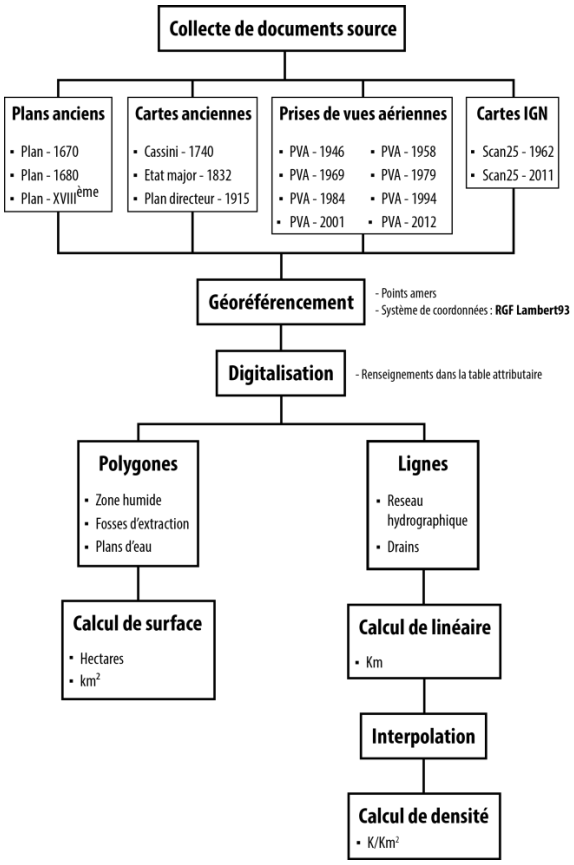


Figure 5.1 : Méthodologie de travail de l'étude diachronique des Marais de Saint-Gond.

5.2.1.1. Collecte des documents sources

L'étude diachronique d'un site est rendue possible seulement grâce à l'acquisition de documents anciens quel qu'en soit le support. Pour le site des Marais de Saint-Gond, d'anciens plans d'archives datant du XVIIème siècle (cote A 33/1, A 33/2), du XVIIIème siècle (cote C 4045) ainsi qu'un plan directeur (Combaud *et al*, 2016 ; Taborelli *et al*, 2017) ont pu être collectés aux archives départementales de la Marne. Les données issues de l'IGN permettent d'obtenir des cartes anciennes telles que la carte de Cassini, la carte d'État-Major, mais également des cartes topographiques au 25 000ème « Scan25® » de 1962 et de 2011. L'IGN offre également aussi la possibilité d'obtenir des prises de vues aériennes (PVA) allant de 1946 à 2012 sur la zone étudiée (Fig. 5.2).

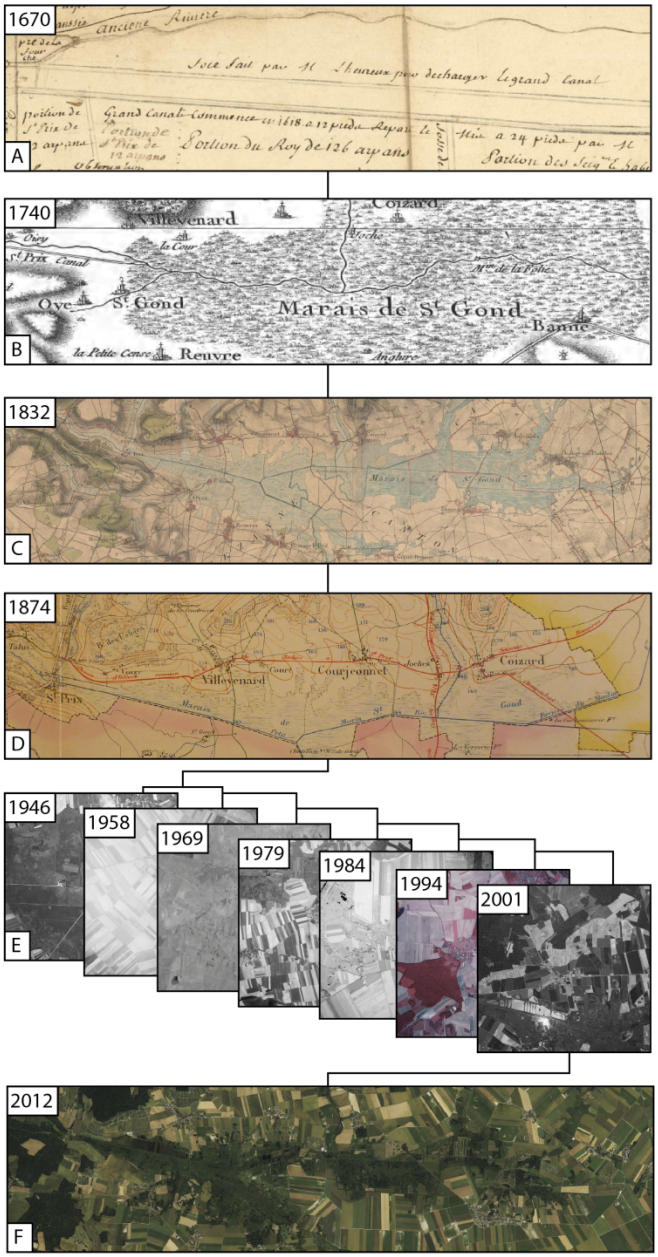


Figure 5.2 : Principaux documents collectés en vue de l'analyse diachronique.

Au total, 16 documents de type « plan » couvrent en intégralité ou en partie les Marais de Saint-Gond et offrent des informations sur la superficie de la zone humide, le réseau de drainage ou les entités hydrographiques. Sur ces 16 documents un nouveau tri est réalisé afin de s'assurer que les documents puissent être géoréférencés. En effet, certains plans anciens sont difficilement géoréférençables de par leur échelle imprécise, c'est le cas de la carte de Cassini et des plans du XVIIème et du XVIIIème siècle (Fig. 5.2, A, B). Ils ne sont donc pas utilisés pour l'étude diachronique mais offrent tout de même des informations utiles par la suite (présence

de drains, toponymie, localisation de « l'ancienne rivière », …). Sur les cartes de Cassini (1740-1742) dont la représentation des entités hydrographiques reste aléatoire, on distingue néanmoins 3 moulins hydrauliques respectivement sur le ruisseau de Maurupt et sur le Cubersault et ses affluents qui localisent ceux désignés dans les documents textes. On distingue également 2 plans d'eau de retenue sur le Cubersault. Sur le Petit-Morin, dont le tracé reste sinueux, seul le Moulin de la Folie est signalé. Enfin, le tronçon aval entre Villevenard et Talus-Saint-Prix est court-circuité par un canal inscrit hors du marais (Fig. 5.2, B). Ce canal, déjà représenté sur le plan non géoréférençable de 1670 (Grand canal) (Fig. A) est l'exutoire d'un réseau de drainage organisé sur l'ensemble du marais de Morains à l'est jusqu'à Talus-Saint-Prix à l'ouest (Archives départementales de la Marne). Le tracé du Petit-Morin apparait sous la forme de « l'ancienne rivière » entre la confluence avec le Cubersault et Talus-Saint-Prix. L'ensemble de ces plans témoigne d'une volonté d'asséchement général des marais au XVIIème siècle.

Malheureusement en l'absence de grandes routes royales l'espace des Marais de Saint-Gond n'est pas couvert par l'atlas de Trudaine (1745-1780). Loin des zones frontières cet espace ne s'intègre pas non plus dans la zone couverte par les cartes de Naudin (1728-1739).

Les cartes Scan 25® IGN étant réalisées par photo-interprétation ; pour éviter les redondances entre prises de vues aérienne de 1958 et 2012 (Fig. 5.2, E, F) et les cartes topographiques entre 1962 et de 2011, seules les prises de vues aériennes ont été conservées. Le plan directeur de 1915 paraphrasant la carte d'Etat-Major (Fig. 5.2, C), n'a pas été géoréférencé non plus.

Au final, sur les 16 documents, 9 sont utilisés pour réaliser l'étude diachronique des Marais de Saint-Gond. La carte d'Etat-Major de 1832 constitue le plan de référence de l'étude qui s'étend sur 180 ans, jusqu'en 2012. Cette dernière semble être dressée de manière très précise est peut-être utilisée sereinement. Il existe tout de même une lacune d'information (absence de carte et/ou de documents plans) de plus de 100 ans entre 1832 et 1946 qui peut s'expliquer par le fait que cette période fut marquée par de nombreux conflits (guerre de 1870, 1ère Guerre Mondiale, 2nd Guerre Mondiale) (Fig. 5.3). A ce titre la lisibilité hydrographique des Marais de Saint-Gond à l'échelle historique concerne exclusivement le post Petit-Âge glaciaire (PAG).

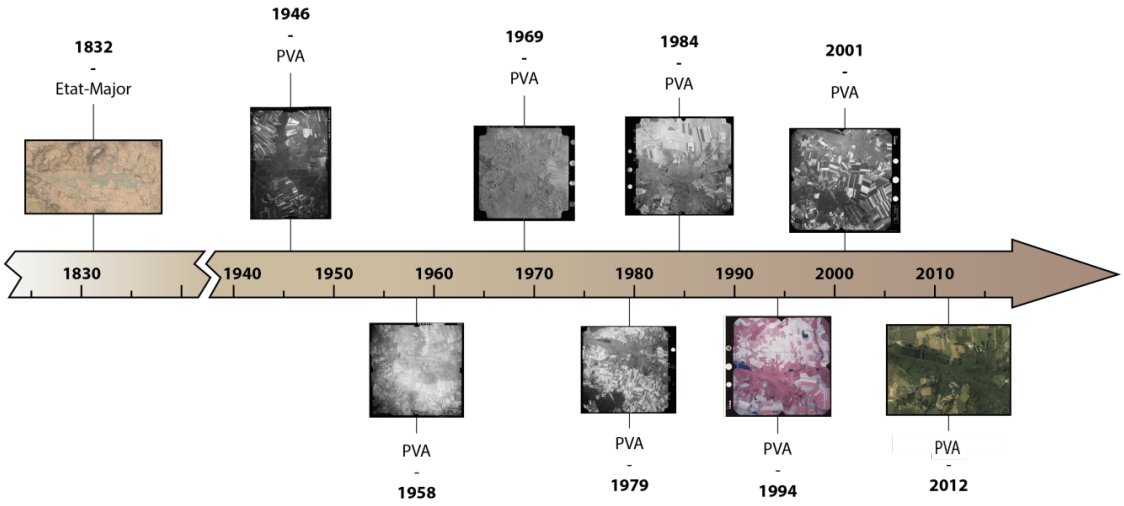


Figure 5.3 : Documents sources utilisés pour l'étude diachronique des Marais de Saint-Gond.

5.2.1.2. Géoréférencement

L'ensemble des documents nécessaires à l'étude est ensuite géoréférencé dans un système de coordonnées commun, RGF 93 et une projection commune de type Lambert (RGF Lambert 93). Les prises de vues aériennes livrées par l'IGN couvrent pour chacune d'entre-elles en moyenne 28 km^2, soit 11 photographies pour couvrir l'ensemble des Marais de Saint-Gond et cela pour chaque date différente. Au total, 90 prises de vues aériennes ont été géoréférencées et assemblées sur l'ensemble des marais entre 1946 et 2012 (Fig. 5.4). Cela permet d'obtenir une photographie de l'état des Marais de Saint-Gond tous les 8 ans en moyenne sur cette période.

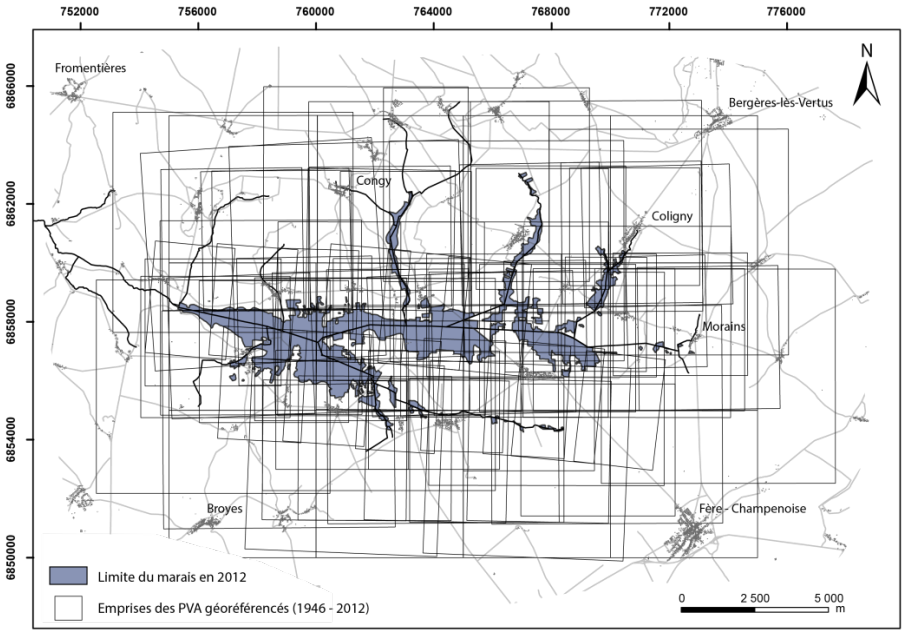


Figure 5.4 : Emprise des PVA géoréférencées pour l'analyse diachronique

5.2.1.3. Digitalisation et protocole « Database »

Grâce à l'outil SIG, l'ensemble des cartes et des prises de vues aériennes géoréférencées sont intégrées dans une « Géodatabase » où elles sont classées chronologiquement. Par la suite, l'ensemble des entités utiles à l'étude sont digitalisées sous formes de fichiers de formes (ou shapefiles). Les fichiers de formes de type « ligne » servent à la digitalisation de l'ensemble du réseau hydrographique et du réseau de drainage alors que les fichiers de types « polygone » permettent la digitalisation de la limite de la zone humide, des fosses d'extraction de tourbe et des plans d'eau (Fig. 5.5).

Ce travail de digitalisation permet d'obtenir des linéaires (m, km), des superficies (m^2, km^2, hectares) et également de calculer des densités (densité de drainage).

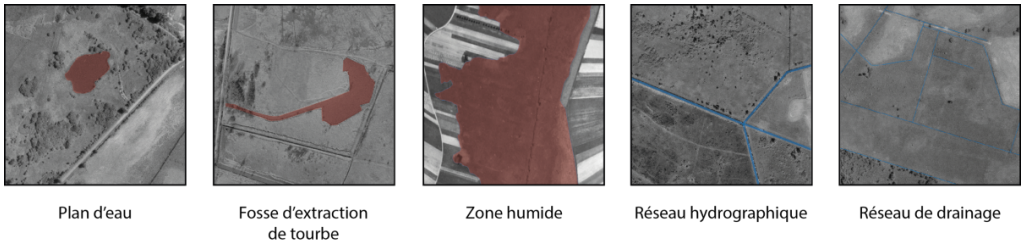


Figure 5.5 : Entités digitalisées dans le cadre de l'étude diachronique des Marais de Saint-Gond.

5.2.2. Résultats de l'analyse diachronique

Le travail de digitalisation a permis de dresser 9 cartes de l'état de la zone humide, du réseau de drainage et des fosses d'extraction de tourbe des Marais de Saint-Gond entre 1832 et 2012 (Fig. 5.6). Ainsi, la cartographie diachronique des Marais de Saint-Gond illustre que depuis les années 1830, la morphologie et les différents aménagements du site ont été largement modifiés. L'outil SIG permet quant à lui de chiffrer ces évolutions et d'y distinguer des périodes clés dans la gestion et l'aménagement des Marais de Saint-Gond.

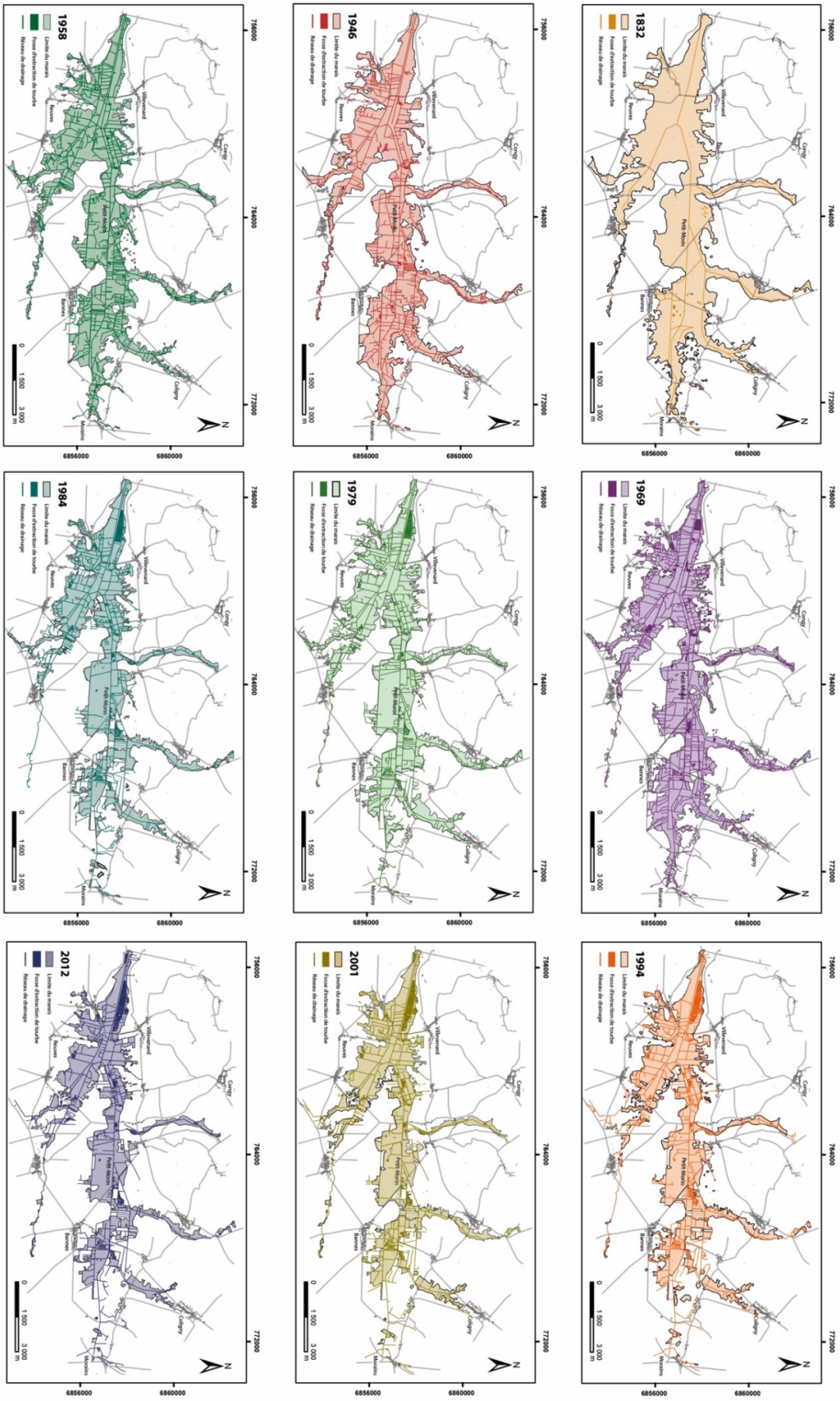


Figure 5.6 : Cartographie des Marais de Saint-Gond de 1832 à 2012.

La première information fournie par cette analyse est l'évolution de la surface de la zone humide depuis 1832. A l'époque, la zone humide représentait 3 500 hectares contre 2 080 hectares en 2012 soit une baisse de 41% de sa superficie globale en l'espace de 180 ans (Fig.5.8). L'analyse statistique à 9 dates différentes permet une vision relativement précise de l'évolution des Marais de Saint-Gond et de leur aménagement par l'Homme.

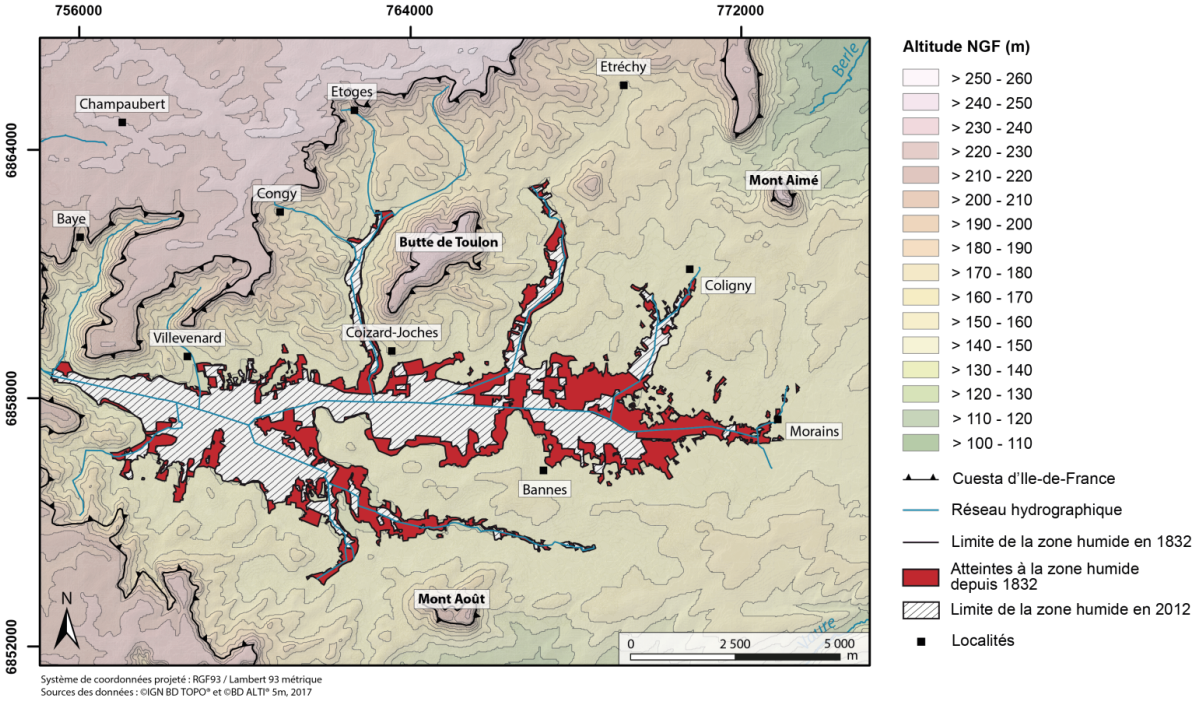


Figure 5.7 : Atteintes au Marais de Saint-Gond entre 1832 et 2012

De 1832 à 2012, le développement moyen du réseau de drainage des Marais de Saint-Gond (Fig. 5.8-A) est marqué par des valeurs importantes de l'ordre de 240 km de drains, répartis sur l'ensemble de la zone humide de 2700 hectares de moyenne. Si les valeurs obtenues par photo-interprétation (à partir de 1946) sont correctes, il semble que la totalité des drains n'est pas représentées sur la carte d'État-Major (1832), ce qui explique la faible valeur du réseau de drainage en 1832 (62 km). De manière très générale, la zone humide des Marais de Saint-Gond a connu une augmentation progressive de son réseau de drainage jusque dans les années 70, avec un pic à 347 km en 1969 (pour une superficie de 2968 hectares). Depuis les années 80 le réseau de drainage diminue de manière constante pour arriver à 211 km en 2012 (Fig. 5.8-A). Les fosses d'extraction de tourbe quant à elles ont vu leurs superficies augmenter de manière significative à partir des années 70 (Fig. 5.8-B). Avant cette période elles ne représentaient qu'une très faible partie du paysage des Marais de Saint-Gond (11,6 hectares en 1946).

L'augmentation spectaculaire entre la fin des années 60 et le début des années 2000 a multiplié par 10 la superficie des fosses d'extraction avec 112,5 hectares en 2001. Parallèlement au réseau de drainage et aux fosses d'extraction de tourbe, la superficie de la zone humide des Marais de Saint-Gond évolue également. De 1832 jusqu'à la fin des années 50, la superficie de la zone humide est restée relativement stable (3 484 hectares en 1832 contre 3 160 hectares en 1958). En revanche, à partir des années 60, la baisse de la superficie de la zone humide est brutale et cette dernière passe à 2 217 hectares en 1994 à 2 079 hectares en 2012 (Fig. 5.8-C).

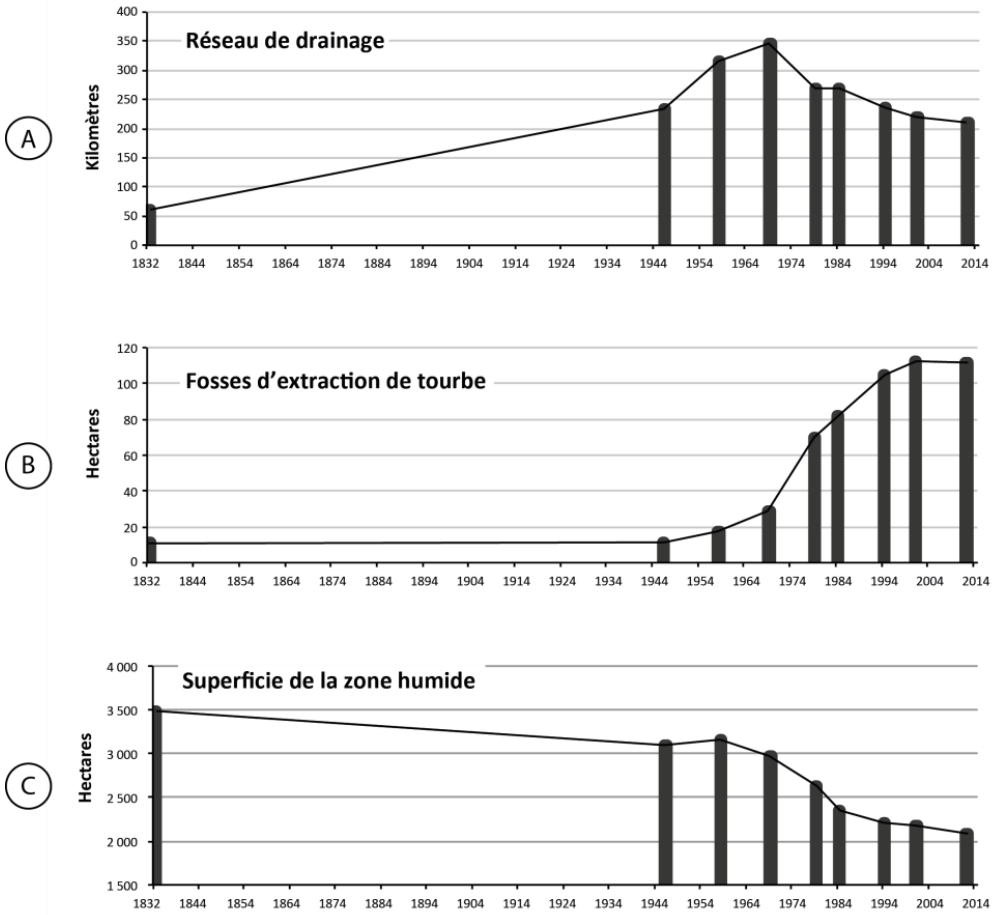


Figure 5.8 : Résultats des paramètres de l'analyse diachronique

Grâce aux résultats de l'analyse diachronique décrite ci-dessus, la période 1832 – 2012 a pu être divisée en trois sous-périodes présentant des caractéristiques communes. Elles sont marquées par des périodes plutôt « favorables » à la zone humide des Marais de Saint-Gond et d'autres marquées par une surexploitation des marais, néfaste à la zone humide. Les trois zones choisies vont de 1832 à 1946, de 1946 à 1984 et de 1984 à 2012.

La première période allant de 1832 à 1946 est marquée par une perte de 11% de la superficie de la zone humide en 114 ans, ce qui représente une perte relativement faible de 3,5 hectares/an (3 484 hectares en 1832 contre 3 096 hectares en 1946). Le réseau de drainage quant à lui, présente une moyenne assez faible de 4,5 km/km^2 (243 km de drains en 1946). Ce chiffre est à relativiser car l'absence de l'ensemble du réseau de drainage sur la carte d'État-Major fausse quelque peu ce chiffre (artéfact de sources documentaires). Très peu de tourbières sont identifiées durant cette période. 11,2 hectares de fosses d'extraction de tourbe sont renseignés en 1832 contre 11,7 hectares en 1946 (Taux de croissance de +4%) (Fig. 5.9).

La période suivante, allant de 1946 à 1984 est marquée par des valeurs statistiques élevées. Avec une zone humide de 3 096 hectares en 1946 contre une superficie de 2 344 hectares en 1984, les Marais de Saint-Gond ont perdu près de 24% de leur superficie en l'espace en seulement 38 ans. Sur cette période l'atteinte à la zone humide est de 20 hectares/an. Durant ces 38 années, la superficie de fosses d'extraction de tourbe explose également en passant de 11,7 hectares en 1946 contre 82 hectares en 1984, soit un taux de croissance de 602 % (+70 hectares). Le réseau de drainage est également en forte hausse avec un pic à 347 km de drains en 1969 et une moyenne de densité de drainage pour la période de 8,4 km/km^2 (Fig. 5.9). En 1984, la densité de drainage atteint son maximum avec des valeurs de l'ordre de 12 km/km^2.

De 1984 à 2012, la zone humide voit toujours sa superficie diminuer en passant de 2 344 hectares en 1984 à 2 079 hectares en 2012 soit une perte de 11% de sa superficie, qui représente également une perte de 9,5 hectares/an. La superficie des fosses d'extraction de tourbe est toujours en augmentation mais cette dernière est plus mesurée (taux de croissance de 35 % équivalent à 29 hectares). Le réseau de drainage est quant à lui en baisse avec une moyenne de 235 km de drain et une densité de drainage moyenne de 6,5 km/km^2 (Fig. 5.9).

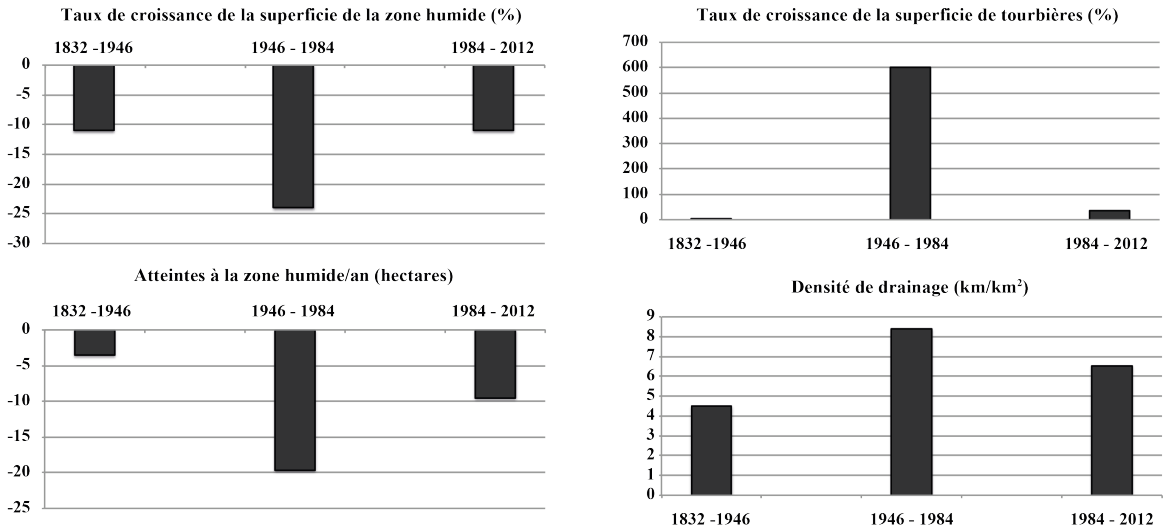


Figure 5.9 : Évolution des paramètres de l'analyse diachronique

5.2.3. Discussion

L'identification des trois périodes, rendue possible par l'analyse diachronique et l'outil statistique permet d'identifier les différents modes de fonctionnement et de gestion des Marais de Saint-Gond depuis le XIXème siècle. Néanmoins, en fonction des époques, des moyens à dispositions et des prises de consciences écologiques l'impact de l'Homme n'a pas toujours été le même. Cette évolution s'inscrit dans les grandes dynamiques paysagères de la Champagne sèche qui connait effectivement de grands changements majeurs de paysages depuis l'Antiquité. En effet, originellement recouverte par une hêtraie (stade climax), la Champagne crayeuse connait de grandes phases de déforestation Néolithique, à l'Antiquité et au Moyen-Âge où elle est vouée à l'élevage (savart à moutons) sous forme d'une steppe sèche entrecoupée de maigres cultures. Elle est progressivement emboisée de pinèdes de 1705 jusqu'à la veille de la Grande Guerre avec un pic au XIXème siècle (Bournérias et Timbal, 1979). Au sortir de la Seconde Guerre Mondiale commence un déboisement accéléré au profit de la grande culture, dopé par la mécanisation et l'apparition des engrais chimiques. C'est dans le cadre de cette pression agricole que les zones humides sont le plus impactées.

5.2.3.1. Avant les années 50

La volonté d'assécher les marais est une idée très ancienne, dont les premiers témoignages datent du XIIème siècle (Poinsot, 2002). Des travaux de canalisation sont entrepris depuis cette période dans un seul but : l'asséchement des marais, que ce soit pour des raisons religieuses, sanitaires, financières, agricoles, etc… Il est toutefois difficile, voire même impossible d'évaluer la perte globale de la superficie des Marais de Saint-Gond depuis leur apparition faute de documentation ancienne. La carte de Cassini (XVIIIème siècle) est le document plan le plus ancien permettant d'obtenir une vision globale des Marais de Saint-Gond. N'étant pas à l'échelle et peu précise, il est difficile d'en tirer des informations fiables. Toutefois, à cette époque les Marais de Saint-Gond sont représentés comme une zone humide de l'ordre de 5 000 hectares, soit une superficie deux fois plus importante qu'en 2012.

Avant les années 1950, la pression anthropique est relativement faible. Les marais sont utilisés pour l'élevage, l'agriculture (avoine, seigle, betterave) et l'exploitation raisonnée de la tourbe (chauffage, combustible, engrais). L'exploitation agricole des pourtours des marais est rendue possible par l'assèchement de certaines parcelles grâce à un réseau de canaux de drainage déjà bien développé à l'époque (4,5 km/km^2). Dans les archives, de nombreuses entreprises se sont chargées d'essayer « d'assécher » toute ou une partie des Marais de Saint-Gond. Mais faute de moyens techniques suffisants, le drainage sans doute moins efficace qu'aujourd'hui n'a impacté que faiblement la superficie de la zone humide car sur la période 1832 - 1946, les marais n'ont perdu « que » 11% de sa superficie.

Depuis le Moyen-Âge, la tourbe est exploitée dans les marais sous forme de fosses d'extraction de façon sporadique en fonction des besoins de chacun, en chauffage et/ou en combustible ou encore en engrais. Jusqu'au début du XXème siècle, l'exploitation de la tourbe n'a pas véritablement changée. L'extraction manuelle se fait en fauchant les herbes hautes et les roseaux présents sur la parcelle à exploitée, généralement durant le mois de mai. Une fois la parcelle dégagée et la « mauvaise tourbe » évacuée, les Hommes extraient la tourbe à l'aide de grandes bèches fines en bois, appelées louchets (Fig. 5.10). Ces outils permettent d'obtenir des sections de tourbe, ou billes. Ces billes sont ensuite entrecroisées sur le sol et recouvertes de roseaux dans l'attente d'être transportées et stockées dans le lieu de séchage (souvent une annexe de la maison). Durant le XIXème siècle, un entrepreneur, Monsieur Renard va prendre conscience de l'intérêt économique que peut représenter la tourbe. En 1839, il décide de

l'exploiter dans une carboniserie (pour en faire du charbon) puis en 1842 il utilise la tourbe comme combustible dans sa verrerie implantée à Joches. L'usine produit essentiellement des bouteilles de champagne pendant deux années et ferme en 1844. Par la suite, l'entreprise Renard se charge de divers travaux d'asséchement des marais grâce au drainage de plusieurs parcelles (Riquet) et l'exploitation de la tourbe reste d'actualité sur l'ensemble des Marais de Saint-Gond ou elle sert essentiellement de combustible. Les cendres quant à elles sont utilisées comme engrais. Durant le restant du XIXème siècle, certaines communes comme Aulnizeux ou Broussy-le-Grand continuent d'exploiter certaines tourbières. Le maire de Oyes décide même qu'à partir de 1857, « *chaque nouveau marié aura droit à un lot aussitôt son mariage, mais ce droit il ne l'acquerra qu'autant qu'il aura une habitation particulière* ». L'exploitation de la tourbe dans les Marais de Saint-Gond continue de façon méthodique est relativement local jusqu'au début de la Première Guerre Mondiale. Les profondeurs exploitées étant relativement faibles, au fil des années la recolonisation végétale peut-être observée.

Certes, jusqu'aux années 1950, l'Homme a exploité les Marais de Saint-Gond mais il s'est limité à des besoins locaux et des moyens techniques peu importants et n'a pas véritablement mis en danger la zone humide et son écosystème.

Figure 5.10 : Extraction de la tourbe à Coizard-Joches, lieu-dit « La Verrerie », anciennement la « Louvière »

5.2.3.2. Des politiques d'asséchements fatales à la zone humide :Des années 1950 aux années 1980

Dès la fin des années 1950 et le début des années 1960, la France se lance dans une politique d'autosuffisance alimentaire. L'augmentation des exploitations agricoles souvent accompagnées par l'apparition de la mécanisation entretiennent une pression agricole très forte sur les Marais de Saint-Gond. Le besoin de nouvelles terres à exploiter étant toujours plus grand, le drainage et l'asséchement des marais devient une volonté politique. A partir des années 1960, les canaux de drainage vont se multiplier puis vont être recalibrés et recreusés régulièrement afin de garantir un drainage suffisamment efficace pour permettre l'exploitation de nouvelles terres. Sur l'ensemble des Marais de Saint-Gond, des réseaux de drains sont créés avec un maillage dense dans le but d'assécher suffisamment une parcelle humide pour pouvoir la mettre en culture toute ou une partie de l'année dans les années futures (Fig. 5.11).

Figure 5.11 : Exemple de travaux de drainage en vue d'une mise en culture.

Si l'ensemble du réseau de drainage a connu une croissance exponentielle jusqu'aux années 1980, la superficie des fosses d'extraction de tourbe a également explosé face à la demande de tourbe pour l'amendement du vignoble voisin et l'horticulture. Avant les années 1950, l'exploitation de la tourbe se faisait en période de basses-eaux (entre mai et octobre) afin d'être hors d'eau mais dès les années 1960, les besoins étant plus forts les méthodes d'extraction changent et impactent la zone humide. Dans un premier temps, la « mauvaise tourbe » est stockée en vue d'être réimplantée lors de la remise en état. Par la suite la nappe d'eau est rabattue à l'aide de drains et de pompes qui rejettent l'eau en aval de la zone à exploiter (vers le Petit-Morin). Une fois le secteur à sec, la tourbe est extraite à l'aide de pelles mécaniques sur

une profondeur allant de 2 à 3 mètres pour les tourbières les plus importantes situées dans la partie aval des Marais de Saint-Gond (secteur de Villevenard). Lorsque la tourbière est exploitée au maximum, une fine couche de 20 cm de tourbe est laissée dans le fond afin d'accélérer la reconstruction de la tourbe. Le pompage est également stoppé, la nappe d'eau remonte et laisse place à un plan d'eau qui est par la suite assez souvent aménagé, pour la pêche notamment. Dans les années 1980, 4 entreprises exploitaient la tourbe principalement dans la partie aval des marais, zone dans laquelle les épaisseurs de tourbe sont les plus importantes (3 à 4 mètres). Ce secteur des marais très fortement exploité a totalement changé de physionomie en l'espace de 40 ans. Une zone marécageuse a laissé place à de grands plans d'eau rectangulaires qui ne représentent aucuns intérêts écologiques (Fig. 5.12). L'exploitation de la tourbe de façon industrielle se révèle être traumatisante pour la zone humide des Marais de Saint-Gond. La baisse de la surface piézométrique associée au pompage et au drainage a pour conséquence d'assécher de manière périphérique le marais et ainsi de modifier le paysage, les conditions d'écoulements, et bien évidement l'écosystème de la zone humide (BRGM, 1994).

Figure 5.12 : Évolution du paysage dans la partie aval des Marais de Saint-Gond entre 1946 et 1984.

En l'espace de 38 ans, les Marais de Saint-Gond ont perdu 24% de leur superficie soit une perte considérable de 20 hectares/an essentiellement au profit de zones cultivées. La volonté politique d'exploiter au maximum la zone humide (drainage, extraction de tourbe, gain de nouvelles terres agricoles) a fortement influencé la morphologie et le paysage des Marais de Saint-Gond. Sur l'ensemble des marais, ce sont majoritairement les pourtours de la zone humide les premiers asséchés. Les épaisseurs des remplissages sédimentaires plus capacitifs en eau comme la tourbe y étant moins importantes, le drainage peut être réalisé plus facilement. Il en est de même pour

les zones situées essentiellement sur la grève plus filtrante et moins capacitive, en périphérie des marais et dans sa partie orientale (nappe tardiglaciaire).

Sous l'impulsion de la surexploitation de la zone humide et de la pression agricole, entre 1946 et 1984 la partie orientale des Marais de Saint-Gond a été asséchée et sa limite a été repoussée de 3 km vers ouest (Fig. 5.7). La dynamique de drainage s'essouffle à la suite de la période de sécheresse de 1972 à 1976 où pour garantir un niveau d'eau minimum, 6 vannages sont installés sur le drain principal et gérés par l'ASA (Association Syndicale Autorisée).

5.2.3.3. Depuis les années 80 : Une prise de conscience de l'intérêt des zones humide et une volonté de conservation

Durant la deuxième moitié du XXème siècle l'intérêt pour les zones humides évolue et de nouveaux thèmes sont abordés tels que les notions d'écologie, de conservation et de « valeurs » des zones humides, notamment en tant que régulateur du régime hydrologique. En 1971, la signature par la France de la convention internationale sur la conservation des zones humides à Ramsar (Iran), illustre la volonté de l'État de modifier et de mieux contrôler les modes de gestions des zones humides de l'ensemble du territoire. Ratifiée en 1986 cette convention s'accompagne durant les années 1980 de nombreux programmes interdisciplinaires basés sur la compréhension des modes de fonctionnement des zones humides. C'est le cas notamment du Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement (PIREN). La loi sur l'eau du 2 Janvier 1992, qui a pour objet de « garantir la gestion équilibrée des ressources en eau » prévoit entre autres la protection des zones humides. L'ensemble des mesures édifiées par la loi sur l'eau sont mises en œuvre et appliquées à l'échelle des grands bassins-versants français par un Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE). A une échelle plus fine, correspondant à des sous-bassins-versants, ces schémas directeurs sont complétés à leur tour par des Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE). En 2000 et en 2006, la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) et la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques (LEMA) définissent un cadre pour la gestion et la protection des eaux et fixent des objectifs pour la préservation et la restauration de l'état des eaux superficielles et pour les eaux souterraines. L'objectif général étant d'atteindre en 2015 le « bon état des différents milieux » sur le territoire européen.

A l'échelle des Marais de Saint-Gond, plusieurs actions sont entreprises à partir des années 1990 notamment sous l'impulsion du Syndicat d'études et d'aménagement des Marais de Saint-Gond et du Conservatoire d'espaces naturels de Champagne-Ardenne. Des aménagements sont réalisés tels que le maintien d'un niveau d'eau relativement constant tout au long de l'année grâce à l'entretien des canaux, la remise en état du système de vannage, le blocage de certains canaux de drainage ou encore l'aménagement des rives du Petit-Morin. Depuis 1994 la tourbe n'est pratiquement plus exploitée et plus aucune société n'exploite la tourbe dans les marais de Saint-Gond depuis 2003.

Du côté du Conservatoire, la politique de gestion des Marais de Saint-Gond se base sur l'acquisition de parcelles de marais avec pour objectif d'y instaurer un processus de restauration et de conservation de la zone humide. En 1994 une partie des marais (64 hectares) situés sur la commune de Reuves est classée en tant que Réserve Naturelle Volontaire puis elle est reclassée en tant que Réserve Naturelle Régionale en 2008. D'autres parcelles comme le Petit Marais et le Grand Marais de Oyes sont gérés par le conservatoire en collaboration avec la municipalité de Oyes. Depuis 1994, le site des Marais de Saint-Gond est classé en zone ZNIEFF de type 1 et ZICO (3 191 hectares) et en zone Natura 2000 depuis 2016 (1 744 hectares). Depuis les années 1980, le mode de gestion des Marais de Saint-Gond évolue et s'adapte aux volontés politiques de préservation et de conservation des zones humides en France. A ces volontés politiques s'ajoute la diminution puis la disparition de l'exploitation de la tourbe et également la baisse de la pression agricole. Le drainage intensif des pourtours des Marais de Saint-Gond ayant été réalisé par le passé, les parcelles de marais restantes sont de plus en plus difficiles à drainer. Le contexte agricole et économique actuel rend le drainage de ces zones pas suffisamment rentables (Fustec et Lefeuvre, 2000).

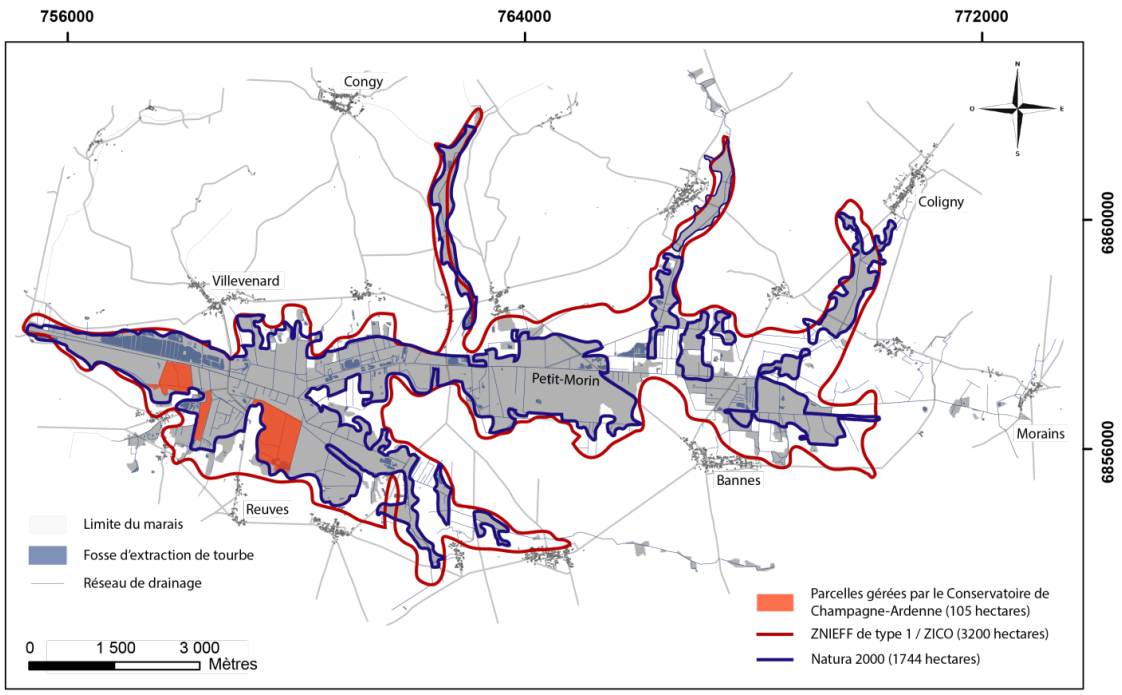


Figure 5.13 : Statuts de protection des Marais de Saint-Gond.

L'évolution des Marais de Saint-Gond illustre les différentes phases de gestion des zones humides en France (Fig. 5.14). Ce site unique en Champagne-Ardenne est exploité et drainé depuis le Xème siècle (tourbe, pèche, élevage, …) mais jusqu'à la moitié du XXème siècle, l'impact de cette exploitation de la zone humide sur sa superficie est difficile à évaluer faute de documents plans anciens (nombreux artéfacts documentaires). Toutefois, les travaux d'assèchements et l'extraction de la tourbe étant réalisés de manière artisanale, l'impact sur la diminution de la zone humide semble relativement faible. A partir des années 1950, les grandes politiques agricoles et notamment celle de l'autosuffisance alimentaire en France ont joué un rôle décisif sur la superficie des Marais de Saint-Gond. Sous la pression agricole, le drainage et l'extraction de tourbe connaissent un véritable « boum », bien aidés par la mécanisation des outils. Jusqu'aux années 1980 l'exploitation intensive par l'Homme de la zone humide va réduire la superficie des Marais de Saint-Gond de 24%. Cette phase de gestion constitue encore aujourd'hui un point noir dans l'évolution des marais et a laissé un lourd héritage.

Dans les années 1970, les Marais de Saint-Gond représentaient encore un site d'intérêt national en particulier pour l'avifaune. À la suite des travaux de drainage intensif, les espèces liées au milieu palustre disparaissent progressivement ou accusent une diminution des effectifs. Il en est de même pour les espèces végétales qui disparaissent au fil des années. Certaines espèces comme *Liparis loeselii (*Liparis de Loesel), *Carex lasiocarpa* (Laîche filiforme) ou encore

Pinguicula vulgaris (Grassette) ont aujourd'hui disparu ou sont fortement menacées (L'écho des tourbières, 2011). Toutefois depuis les années 1980 et la prise de conscience des divers intérêts des zones humides et notamment l'intérêt écologique, de nouveaux modes de gestions apparaissent. Les actions menées par le Conservatoire du patrimoine naturel de Champagne-Ardenne depuis presque 20 ans sur les sites de Oyes et de Reuves permettent de sensibiliser le public et de préserver certaines parties de la zone humide (environ 100 hectares). Dans le cadre du classement en zone Natura 2000 de la zone humide et en association avec l'ASA des Marais de Saint-Gond (anciennement le Syndicat d'assèchement des Marais de Saint-Gond) des travaux d'entretiens sont réalisés sur le Petit-Morin. En revanche, il existe toujours des incompréhensions autour de la gestion du niveau d'eau des marais. L'enjeu des discussions consiste à définir un niveau d'eau assez élevé pour permettre une bonne préservation et restauration du marais sans que cela n'affecte les parcelles agricoles adjacentes. Si un consensus entre l'ensemble des partis (syndicats divers, professions agricoles, Conservatoire, DREAL) avait pourtant été trouvé en 2007, il n'a jamais été mis en pratique sur le terrain. Toutefois, le contexte local est aujourd'hui plus serein et propice aux discussions. Le travail réalisé sur les parcelles du Conservatoire fait figure d'exemple à suivre pour une conservation non plus à l'échelle de quelques hectares mais à l'échelle de l'ensemble des Marais de Saint-Gond.

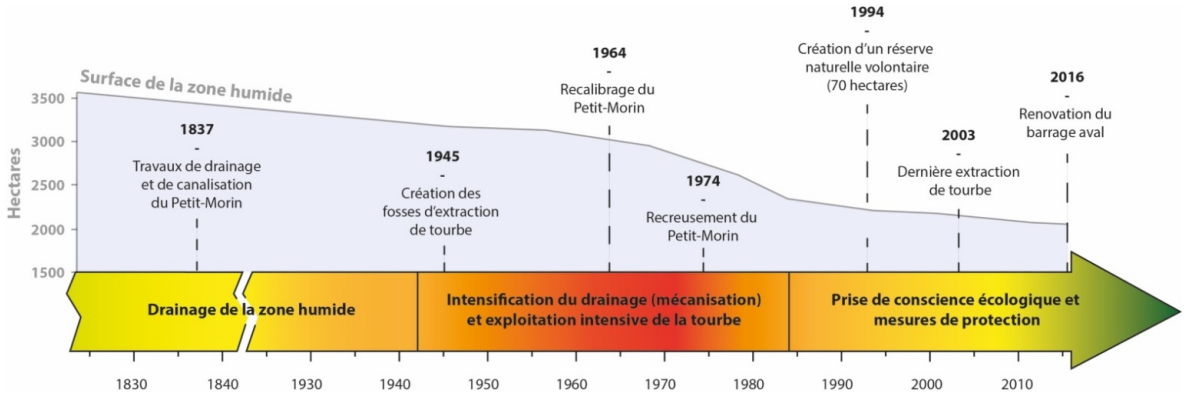


Figure 5.14 : Frise chronologique des politiques d'aménagement des Marais de Saint-Gond

5.3. Dynamique de la végétation des Marais de Saint-Gond depuis 1946

A la suite du travail de géoréférencement des prises de vues aériennes sur l'ensemble des Marais de Saint-Gond, un travail d'identification de la dynamique de la végétation de la zone humide est entrepris. L'objectif étant de visualiser l'évolution des différents types d'occupation du sol au sein des Marais de Saint-Gond depuis 1946 et plus particulièrement d'identifier la dynamique de boisement en marge et au cœur des marais. De plus, certaines espèces étant dépendantes de l'hydromorphie des sols et du battement de la nappe, il est possible d'en déduire que certaines successions végétales déterminent des marqueurs de l'hydromorphie du sol et/ou du niveau de la nappe souterraine. L'étude de la dynamique de la végétation peut donc apporter des informations précieuses relatives à l'asséchement de certains secteurs des Marais de Saint-Gond.

5.3.1. Méthodologie

Ce travail d'identification des groupements végétaux étant basé sur l'étude de prises de vues aériennes, 3 campagnes ont été sélectionnées dans la « Géodatabase » créée lors de l'analyse diachronique (*cf.* supra). La première est celle de 1946 car elle représente la plus ancienne prise de vue sur l'ensemble des marais. La seconde quant à elle date de 1984, et enfin la dernière campagne est de 2012, date de la prise de vue la plus récente. Une fois l'ensemble des 3 campagnes identifiées il est nécessaire d'élaborer un protocole afin de cartographier au mieux l'occupation du sol sur l'ensemble de la zone humide.

Dans un premier temps, il est choisi de travailler sur l'étendue spatiale connue la plus ancienne de la zone humide (1946) afin de pouvoir comparer son occupation du sol avec celle de 1984 et de 2012. La zone humide de 1949 est par la suite divisée en un maillage de 200 mètres de côté (Fig. 5.15).

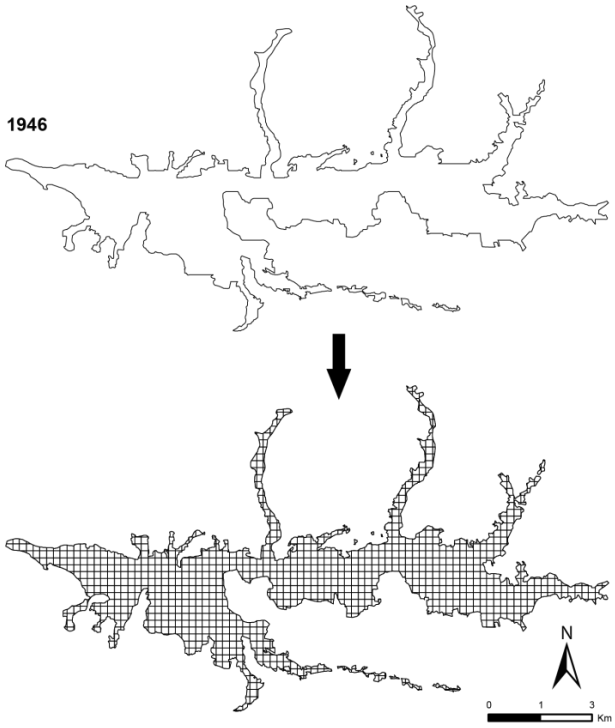


Figure 5.15 : Maillage de la zone humide des Marais de Saint-Gond en 1946 (200m x 200m).

Une fois le maillage réalisé, la zone humide de référence est constituée de 946 carrés de 4 hectares chacun (lorsqu'ils ne sont pas découpés). Pour chacune des mailles, il est ensuite déterminé à l'aide des prises de vues aériennes, le type d'occupation du sol majoritaire. Dans un souci de simplification de l'étude 9 types d'occupations du sol sont retenus et classés sous forme d'identifiants (Fig. 5.16). L'objectif ici n'est pas de détailler l'ensemble de la dynamique de la végétation des Marais de Saint-Gond mais d'obtenir des informations sur la teneur en eau du sol grâce à l'identification du type de végétation présente.

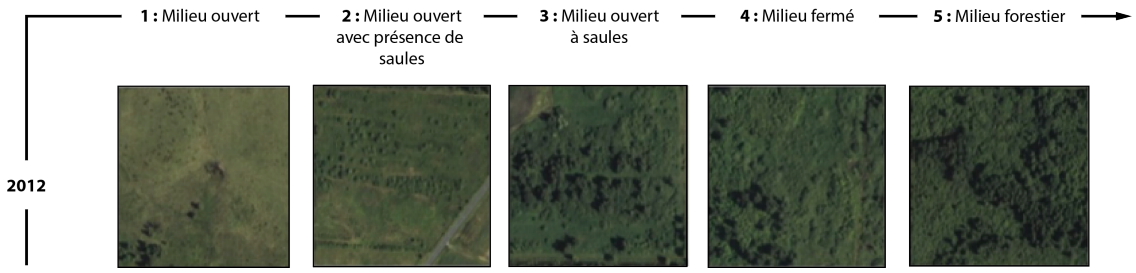


Figure 5.16 : Différents types des milieux identifiés, du plus ouverts au plus fermé (à partir des PVA de 2012, IGN).

L'identifiant n°1 correspond à un milieu ouvert, constitué essentiellement de pelouses et de prairies hygrophiles. Il représente le stade initial des tourbières alcalines de la région. Constitué d'une strate herbacée dense et basse (20-60 cm), on y retrouve des groupements végétaux tels que des caricaies, des molinaies ou des roselières. Ce type de milieu témoigne d'une très grande saturation en eau durant quasiment l'intégralité de l'année, hormis quels épisodes estivaux plus « secs » (Bournérias, 2001).

L'identifiant n°2 représente quant à lui un milieu ouvert, caractérisé par des pelouses et des prairies hygrophiles marquées par l'apparition de quelques saules. Le saule (*Salix*) montre la plus grande tolérance à l'inondation avec des moyennes de l'ordre de 190 jours/an d'inondation (Dister, 1983). Le développement d'une végétation ligneuse et arbustive témoigne d'une saturation en eau plus faible que la catégorie précédente. Ce milieu est plus « sec » et les terrains sont moins fréquemment inondés (CPNCA, 1997 ; 1998).

L'identifiant n°3 se caractérise toujours par un milieu ouvert dans lequel se développe une végétation arbustive plus dense et plus variée largement représentée par des saulaies (*Salix cinerea* pour la majorité) mais également par d'autres espèces arbustives telles que des Grands Sureau (*Sambucus nigra*) ou encore des Bourdaines (*Frangulas alnus*). L'apparition de ce type de milieu permet par la suite l'installation d'arbres pionniers de bois humides (Saules, Aulnes, Peupliers,…) (Bournérias, 1971, 2001).

L'identifiant n°4 est un indicateur d'une préforestation d'une partie de la zone humide. Ce processus naturel d'évolution des zones humides est normalement extrêmement lent et s'opère à l'échelle de plusieurs siècles, mais il est considérablement accéléré par des actions anthropiques. Sous l'effet du drainage intensif des marais et de la baisse même locale du niveau piézométrique, le sol s'assèche et atteint son stade minéralisé. Une fois ces conditions réunies, le boisement du milieu est possible et il apparait des espèces typiques des forêts alluviales comme le frêne (*Fraximux excelsior*) ou encore l'Aulne glutineux (*Alnus glutinosa*) (CPNCN, 1997) qui constituent petit à petit un milieu fermé.

L'identifiant n°5 est considéré comme un milieu forestier (fermé). Il correspond en réalité à l'évolution maximum de la catégorie précédente. Le développement très avancé d'une végétation forestière est rendu possible par l'assèchement progressif du milieu dû à un drainage

intensif. L'apparition de ce type de milieu modifie considérablement la flore et la faune inféodées aux zones humides (minéralisation de la tourbe, rudéralisation de la végétation, dégradation des milieux aquatiques, dégradation des sols, modification paysagère…) (Crassous et Karas, 2007).

Les cultures, les plans d'eau, le bâti et les peupleraies sont également identifiés par photo-interprétation et visites de terrains. Au total, 9 types d'occupation du sol sont cartographiés pour la zone humide des Marais de Saint-Gond en 1946, 1984 et 2012 (Tabl. 5.2).

Identifiants	Signification
1	Milieu ouvert
2	Milieu ouvert avec présence de saules
3	Milieu ouvert à saules
4	Milieu fermé
5	Milieu forestier
C	Cultures
0	Plans d'eau
H	Bâti
P	Peupleraie

Tableau 5.2 : Tableau de signification des identifiants utilisés lors du maillage.

5.3.2. Dynamique de la végétation depuis 1946

Pour chaque carte, l'ensemble du maillage est complété à l'aide d'un code couleur selon le type d'occupation du sol identifié. Une carte est produite pour chacune des 3 dates retenues (1946, 1984, 2012) (Fig. 5.17) et l'ensemble des résultats sont regroupés dans un tableau récapitulatif (Tabl. 5.3)

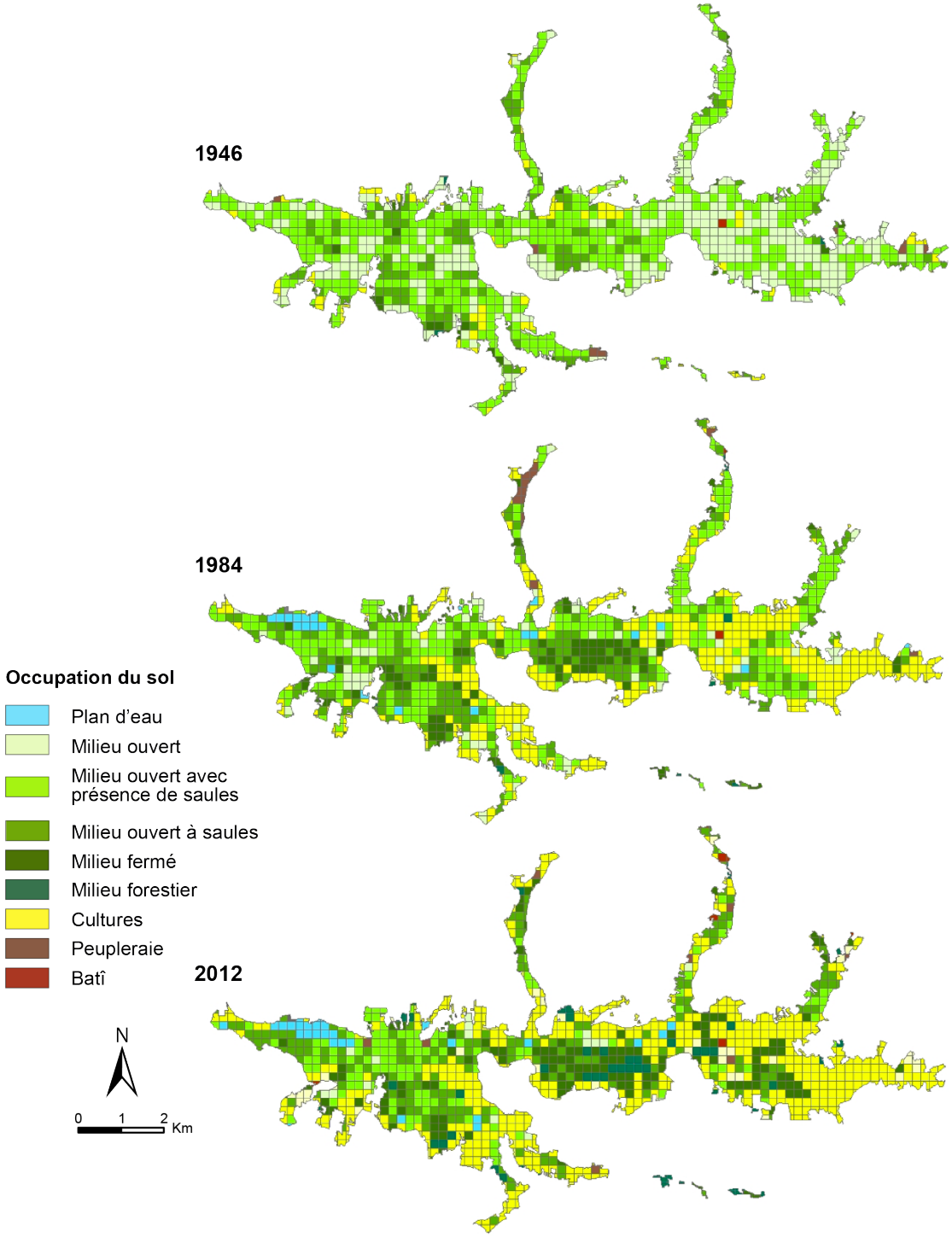


Figure 5.17 : Cartographie de l'occupation du sol des Marais de Saint-Gond en 1946, 1984 et 2012.

En 1946, la zone humide des Marais de Saint-Gond est constituée essentiellement de milieux ouverts (92 %) (Tabl. 5.3). On retrouve 32,8 % de pelouses et de prairies hygrophiles ; 46 % de pelouses et prairies hygrophiles associées à la présence de quelques saules et de végétations ligneuses et arbustives et enfin, 12,9 % de végétation arbustive plus dense caractérisée par la présence de saulaies. Les végétations de type fermée comme celles dites « préfosrestière » ou « forestière » sont rares (2,1 % et 0,1 %). Les cultures sont déjà présentes au sein de la zone humide dans des valeurs assez faible de l'ordre de 5,4 %. Les plans d'eau, le bâti et les peupleraies représentent une part infime de l'occupation du sol à cette époque.
L'état de l'occupation du sol et les différents types de milieu présents en 1946 correspondent typiquement à ceux d'un marais alcalin de bas plateau. On retrouve sur l'ensemble de la zone humide des milieux ouverts hygrophiles composés d'une strate herbacée relativement basse (20-60 cm) avec des groupements végétaux phares tels que des caricaies, des molinaies ou encore des roselières. Ces groupements végétaux typiques des tourbières alcalines se développent sur des sols très humides une grande partie de l'année et sont alimentés par une nappe aquifère très proche de la surface du sol (Bournérias, 2001). La présence de saules au sein de la zone humide illustre le fait que certains secteurs soient légèrement plus « secs ». Au niveau des sécherons et sur les pourtours de la zone humide on remarque des milieux ouverts à saules (saulaies) et autres arbustes qui témoignent d'une saturation du sol en eau moins fréquente au cours de l'année (périodes estivales plus sèches). En 1946, ces groupements végétaux se développent essentiellement sur des micro reliefs au sein de la zone humide ou sur ses contours, plus « hauts » en altitude, et donc légèrement perchés par rapport à la nappe souterraine.

En 1984 soit 38 années plus tard, les groupements végétaux et l'occupation du sol au sein des Marais de Saint-Gond ont fortement évolué. Si les milieux ouverts restent encore majoritaires (56 %), les milieux fermés et les cultures représentent respectivement 8 % et 32,2 % de la superficie de la zone humide de référence (1946). La baisse spectaculaire des milieux ouverts (-36 points par rapport à 1946) est due à l'augmentation significative des cultures et des milieux fermés au sein des Marais de Saint-Gond. En effet, la partie centrale des marais a vu son mode d'occupation du sol changer totalement en l'espace de 38 ans. Cette partie des marais qui était constituée de milieux ouverts en 1946 est constituée majoritairement en 1984 de milieux fermés avec une végétation de type préforestière qui traduit une dynamique de boisement. Cette modification écologique induit une minéralisation de la tourbe, une rudéralisation de la

végétation, une dégradation des milieux aquatiques ou encore une dégradation des sols et une modification paysagère. Si la fermeture des milieux est la plus forte dans la partie centrale des marais, elle se remarque également au sud-ouest, dans le secteur de Broussy. L'autre évolution majeure réside dans l'augmentation importante des cultures notamment dans la partie est et au niveau des pourtours de la zone humide. Ces zones de cultures ont succédé à des milieux ouverts avec présence de saules. L'analyse de la végétation de l'année 1984 permet également de mettre en évidence l'apparition de peupleraies principalement dans la vallée du Cubersault. La plantation de peupliers constitue souvent l'étape préalable d'asséchement du sol avant une potentielle mise en culture. Les plans d'eau représentent également 2,3 % de la zone humide et sont pour la plus grande partie d'entre eux localisés dans le secteur aval des marais et constituent l'héritage d'anciennes fosses d'extraction de tourbe. Si la partie est et la partie centrale des Marais de Saint-Gond ont évolué vers une fermeture du milieu (partie centrale) ou vers une mise en culture des milieux ouverts (partie est), la partie ouest située la plus à l'aval n'a pas grandement évolué (Fig. 5.17).

En 2012 ce sont désormais les cultures qui représentent l'occupation du sol majoritaire avec 45 % de la zone humide. A l'inverse, les milieux ouverts qui constituaient en 1946 92 % de la surface de la zone humide représentent aujourd'hui seulement 33 %. Les milieux fermés sont également en hausse et représentent 17 % de la zone humide. L'état de l'occupation du sol des Marais de Saint-Gond en 2012 correspond à l'évolution logique de la dynamique de la végétation observée en 1984, on retrouve le même cloisonnement des marais déjà observé 28 ans plus tôt. La partie est de la zone humide est toujours marquée par la présence importante de cultures. On remarque également une dynamique de boisement où l'on passe progressivement de milieux ouverts à saules à des milieux fermés (Tabl. 5.3). La partie centrale semble continuer son évolution vers un boisement progressif et une fermeture du milieu de plus en plus importante avec des milieux forestiers qui succèdent à des milieux fermés. Dans cette zone, les pourtours des marais semblent s'assécher car la mise en culture des terres est réalisée. En revanche, comme déjà observé en 1984 la partie ouest des Marais de Saint-Gond évolue relativement peu et ce sont toujours les milieux ouverts qui dominent dans ce secteur malgré la mise en culture des pourtours. On remarque également dans certains secteurs (principalement dans la partie sud) l'apparition de milieux fermés composés notamment d'aulnaie. En 2012, les peupleraies sont moins présentes et la superficie des plans d'eau a légèrement augmenté (Tabl. 5.3).

		Effectifs			Pourcentages (%)		
Identifiants	**Signification**	**1949**	**1984**	**2013**	**1949**	**1984**	**2013**
1	Milieu ouvert	310	59	41	32,8	6,2	4,3
2	Milieu ouvert avec présence de saules	435	287	117	46,0	30,3	12,4
3	Milieu ouvert à saules	122	184	157	12,9	19,5	16,6
4	Milieu fermé	20	73	130	2,1	7,7	13,7
5	Milieu forestier	1	3	34	0,1	0,3	3,6
C	Cultures	51	305	429	5,4	32,2	45,3
0	Plans d'eau	0	22	27	0,0	2,3	2,9
H	Bâti	1	1	3	0,1	0,1	0,3
P	Peupleraie	6	12	8	0,6	1,3	0,8

Tableau 5.3 : Récapitulatif de l'évolution de l'occupation du sol des Marais de Saint-Gond de 1946 à 2012.

Depuis 1946, la dynamique paysagère des Marais de Saint-Gond évolue de manière différente selon les secteurs. Si en 1946, la végétation au sein de la zone humide était largement dominée par des milieux ouverts typiques des bas marais alcalins, elle connait aujourd'hui des modifications importantes et ce depuis l'intensification du drainage due à la pression agricole depuis les années 1950. Les pelouses et prairies hygrophiles associées à la présence de quelques saules sur les secteurs plus « secs » observés en 1946 sont aujourd'hui beaucoup moins nombreuses et ont même totalement disparu dans certains secteurs. La partie est des Marais de Saint-Gond repose essentiellement sur une nappe de grève peu capacitive en eau et constitue le secteur le plus « haut » de la zone humide. De ce fait, la partie orientale des marais semble être la plus vulnérable au drainage et cela se ressent également au niveau de la dynamique de la végétation. En l'espace de 66 ans, presque l'intégralité de ce secteur est passé d'une végétation caractérisée par des milieux ouverts typiques des bas marais alcalins au développement de grandes zones agricoles rendues possible grâce au drainage intensifs de l'ensemble de la zone humide (Fig. 5.3). Toujours dans la partie orientale, les rares parcelles n'ayant pas été transformées en zones cultivables ont tout de même vu leur végétation évoluer vers une végétation arbustive (saulaies) et arborescente (fresnaies-chenaies, aulnaies…) qui témoigne de l'assèchement progressif du sol et de l'instauration d'une dynamique naturelle de boisement dans ces secteurs.

La partie centrale connait elle aussi d'importants changements dans la dynamique de la végétation. En effet, depuis les années 1950 cette partie des marais évolue vers un boisement quasi intégral. Si les pourtours et les secteurs de sécherons sont devenus cultivables grâce à l'assèchement du sol et la baisse locale du niveau de base, le fond de vallée se caractérise aujourd'hui par un milieu fermé arborescent. Tout comme pour certains secteurs de la partie est de la zone humide, cette dynamique de boisement du fond de vallée témoigne d'un asséchement

progressif du sol. La dynamique d'envahissement par des ligneux (saules) et l'apparition d'une strate arborescente constitue l'une des grandes problématiques des Marais de Saint-Gond et elle est accentuée de nos jours par des périodes d'asséchement estival du marais de plus en plus marquées au fil des années (Crassous et Karas, 2007).

La partie ouest de la zone humide est le secteur qui a connu les modifications paysagères les moins significatives. En effet, hormis la mise en culture des pourtours de la zone humide et le creusement des principales fosses d'extraction de tourbe durant les années 1970-90, la dynamique de la végétation du fond de vallée semble évoluer de manière naturelle sans être véritablement impactée par le drainage intensif. On retrouve encore dans ce secteur des milieux ouverts tels que des pelouses et prairies hygrophiles avec des groupements végétaux caractéristiques des zones humides (caricaies, roselières, molinaies…). La position aval et les importants remplissages tourbeux capacitifs en eau (jusqu'à 4 mètres d'épaisseur) permettent donc au secteur ouest des Marais de Saint-Gond d'être moins sévèrement touché par les effets du drainage intensif à l'inverse du secteur est amont, et des pourtours de la zone humide plus facilement drainable.

Durant ces 70 dernières années, les paysages des Marais de Saint-Gond ont considérablement changé au gré des multiples actions anthropiques (drainage, pression agricole, pompages, extraction de la tourbe) entreprises dans la zone humide initiale. Les travaux de drainage ont pour conséquence l'asséchement de la partie est et des pourtours des marais (baisse du niveau de base) et permettent une mise en culture des terres. L'asséchement des sols se ressent également dans la partie centrale des marais où se développe une dynamique naturelle de boisement et une fermeture des milieux qui présage d'un asséchement toujours plus important dans les années futures. Seule la partie aval des Marais de Saint-Gond ne semble pas encore véritablement touchée par l'asséchement des sols comme en témoigne la présence de milieux ouverts caractéristiques d'un marais alcalin. Le Conservatoire d'Espaces Naturels de Champagne-Ardenne entreprend tout de même des travaux concernant la gestion de la végétation ligneuse sur les communes de Reuves et de Oyes afin de ralentir le développement des saulaies. Des travaux d'arrachage à la pelle-marais en hiver permettent une mise en lumière des secteurs débroussaillés et un développement de cortèges floristiques typiques des milieux palustres. Ce mode de gestion permet à la fois de limiter remarquablement les repousses de saules et induit également une diversification des milieux. L'arrachage engendre l'apparition

de micro-dépression et permet de passer progressivement d'un milieu de plus en plus fermé à un milieu ouvert (roselières, caricaies,…).

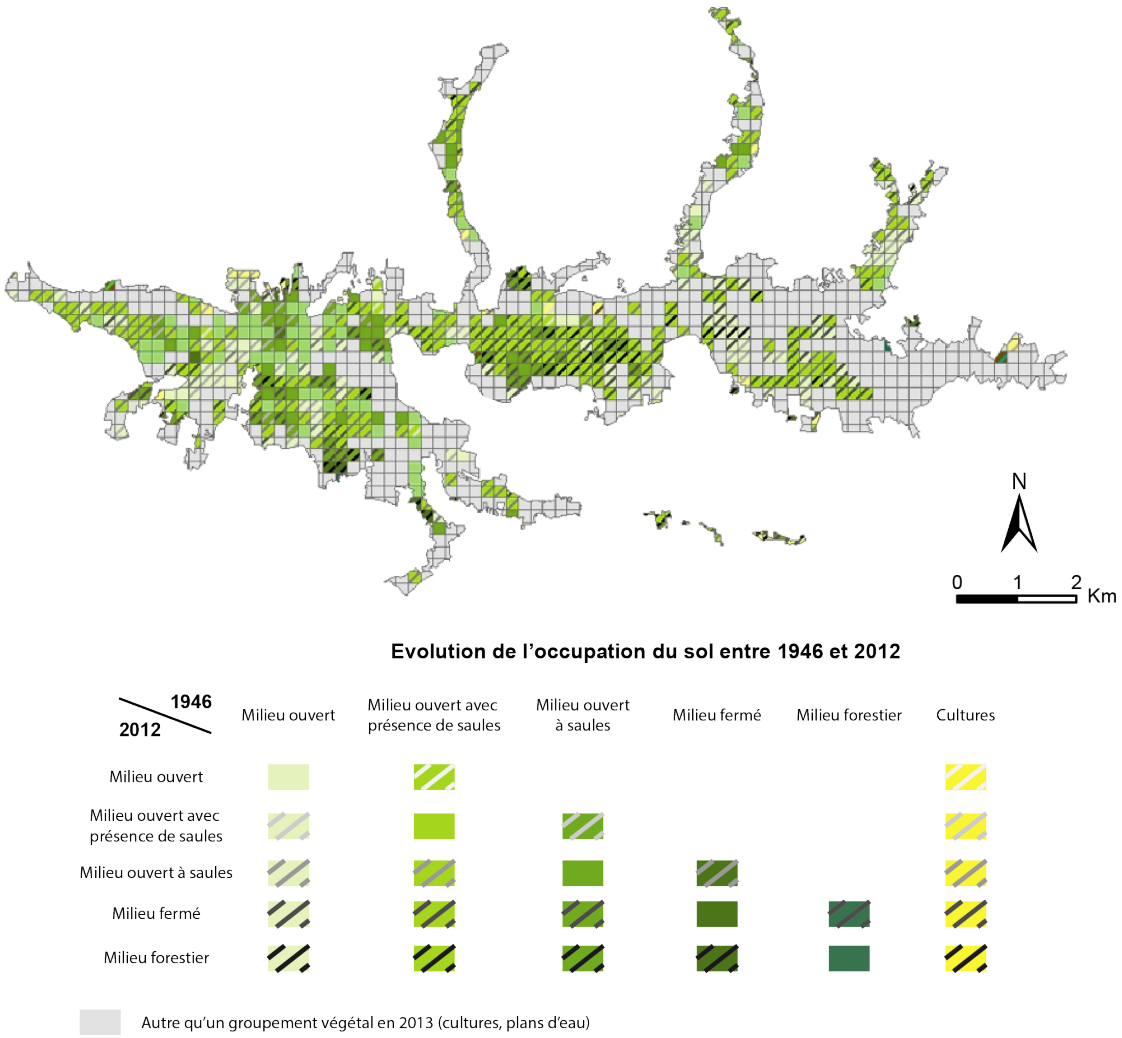


Figure 5.18 : Cartographie de l'évolution de l'occupation du sol des Marais de Saint-Gond entre 1946 et 2012.

Conclusion du chapitre 5

S'il est tout à fait envisageable d'imaginer une zone humide de l'ordre de 5 000 hectares au XVIIIème siècle (comme le laisse à penser la carte de Cassini), et sans doute encore plus importante dans le passé, les Marais de Saint-Gond ont toujours dû faire face à de multiples tentatives d'asséchement au cours de leur histoire, et cela depuis le XIIème siècle (premières traces écrites).

Ce chapitre a permis de mettre en lumière les différentes politiques de gestions des Marais de Saint-Gond depuis le XIIème siècle et plus particulièrement de quantifier et d'analyser l'impact de ces politiques sur l'évolution de la superficie de la zone humide au cours des 2 derniers siècles. L'étude diachronique de la superficie des Marais de Saint-Gond a permis de mettre en valeur 3 périodes distinctes dans l'évolution de la gestion des marais au cours du XXème et du début du XXIème siècle :

- Avant les années 1950, la zone humide est exploitée mais de manière encore relativement artisanale. L'exploitation raisonnée de la tourbe pour le chauffage, ou l'engrais de façon sporadique et à l'aide d'un louchet ne semble pas jouer un rôle important dans la diminution de la zone humide (absence de pompage pour l'extraction de la tourbe, creusement superficiel). De plus, face à la pression agricole relativement faible, les populations ne semblent pas vouloir à tout prix « gagner du terrain » sur la zone humide. Enfin, si de nombreux canaux de drainage sont présents dans la zone humide, le manque de moyens techniques ne permet pas un entretien régulier des canaux ni de creuser profondément le réseau de drainage. De 1832 à 1946, la superficie de la zone humide est passée de 3 500 hectares à 3 096 hectares soit une perte de 4 hectares/an, ce qui reste relativement peu.

- En revanche, la période allant des années 1950 à la fin des années 1980 fait figure de période critique. En effet, sous la pression des politiques d'asséchement de la zone humide toujours plus fortes, une pression agricole grandissante et une exploitation intensive de la tourbe, le tout dans un contexte de mécanisation et de progrès technologique ; les Marais de Saint-Gond vont perdre en l'espace de près de 30 ans, 24 % de leur superficie à un rythme considérable de 20 hectares/an. De 3 096 hectares en 1946, la superficie de la zone humide passe en 1984 à 2 344 hectares.

- Dès la fin des années 1980, sous l'impulsion des politiques nationales, européennes et internationales, une prise de conscience de l'intérêt de la zone humide apparait et de nombreux efforts sont entrepris en vue de la conservation des Marais de Saint-Gond. La mise en place d'une politique de gestion du niveau d'eau dans les marais par les organismes gestionnaires et le Conservatoire d'espaces naturels de Champagne-Ardenne, accompagnée par un entretien régulier des canaux ainsi que la remise en état du système de vannage témoigne d'une volonté de préservation du milieu. De plus, la tourbe n'est plus exploitée de manière industrielle depuis 2003 et la pression agricole se fait moins importante qu'auparavant. L'ensemble de ces actions semble porter ses fruits car sur la période 1984 – 2012, la superficie de la zone humide a diminué de « seulement » 11 %, soit une perte de 9,5 hectares/an, et il semble que ce ralentissement soit de plus en plus prononcé au fil des années.

Si l'impact des politiques de gestion des Marais de Saint-Gond se ressent sur la superficie de la zone humide, il en est de même pour la végétation. En effet, depuis les années 1950, la dynamique de la végétation dans les marais a fortement évolué et semble paraphraser l'évolution spatiale de la zone humide. Progressivement, les milieux ouverts (avec ou sans présence de saules), majoritaires dans les marais ont évolué de deux manières différentes. La partie orientale et les pourtours de la zone humide ont été transformés en terrains cultivés suite aux efforts de drainage alors que les parties centrale et occidentale, moins impactées par le drainage semblent plutôt se fermer au fil des années.

Conclusion de la partie 2

La cartographie des formations alluviales ainsi que les profils en long des terrasses alluviales réalisés sur l'ensemble de l'interfluve ont permis d'identifier des niveaux d'incision pouvant être rattachés avec ceux de la Marne et par conséquent être datés de manière relative (Weichsélien précoce, stade isotopique 5a-d). La capture de la Somme-Morin par la Soude s'est donc déroulée vraisemblablement lors de la dernière grande période glaciaire weichsélienne au sommet d'un remblaiement alluvial important (vallée de la Somme-Morin) consécutivement à un processus de déversement *via* un tronçon de cours d'eau conquérant (Ruisseau du Mont) vers le cours d'eau bénéficiaire (Soude).

Les conséquences de cette capture induisent de profonds changements dans la réorganisation hydrographique de l'interfluve :

- La paléo-vallée de la Somme-Morin se retrouve amputée et par conséquent, prive la vallée de l'actuel Petit-Morin d'une grande partie de son bassin d'alimentation amont. L'absence d'un bassin d'alimentation amont réduit considérablement l'hydrodynamisme du Petit-Morin, alors incapable d'évacuer les formations alluviales anciennes (PM.1/Fy) qui empâtent le fond de vallée et favorisent l'apparition d'une vaste zone humide.
- A l'inverse, le cours amont de la paléo-vallée de la Somme-Morin (Somme actuelle) voit son niveau de base être modifié (de la Marne à la Ferté-sous-Jouarre à la Marne à Jâlons). De par la proximité du nouveau niveau de base de la Somme, cette dernière s'incise fortement entre le coude de capture et sa confluence avec la Soude (Fig. 3.21) et laisse imaginer des dynamiques hydrologiques importantes dans ce secteur. En revanche, l'actuel Petit-Morin s'incise très peu comme en témoigne le profil concave du cours d'eau. Le tracé amont du Petit-Morin où se trouvent les Marais de Saint-Gond s'avère donc être marqué par un hydrodynamisme très faible depuis la capture hydrographique.

Durant le Tardiglaciaire et l'Holocène, les remplissages alluviaux se déposent et engendrent des formations alluviales particulièrement épaisses dans la partie amont du Petit-Morin. Si les remplissages pléniglaciaires constituent un réservoir alluvial aquifère en connexion avec la nappe de la craie sous-jacente, les remplissages tardiglaciaire/holocène forment de par leur géométrie, des aquifères multicouches de surface dont la géométrie semble déterminer des

tronçons caractérisés par des conditions de flux contrastées (nappe libre, limite de nappe captive, nappe captive). Si généralement, on passe d'un aquifère libre à un aquifère captif dans l'apex d'un entonnoir de percée cataclinale, ici la nature et la géométrie des remplissages semblent décaler vers l'est la limite de flux.

A l'échelle de la parcelle, l'hétérogénéité spatiale des formations alluviales et la géométrie du toit de la craie déterminent à la fois un cloisonnement de la zone hyporéique et également des cuvettes et des dômes qui déterminent à leur tour des secteurs potentiellement plus pourvoyeurs en eau que d'autres.

Si l'épais remplissage tourbeux présent dans les marais semble être déterminant dans l'organisation des modalités d'écoulement, ce niveau tourbeux a également longtemps été exploité, tout comme l'ensemble de la zone humide. L'analyse diachronique a pu mettre en avant l'impact des politiques de gestions sur la rétractation de la superficie de la zone humide depuis le XIXème siècle et sans doute bien avant. En effet, la zone humide et la végétation actuelles portent encore les marques du drainage intensif et des multiples volontés d'assèchement subies par les Marais de Saint-Gond depuis presque un millénaire. Même si la prise de conscience de l'intérêt des zones humides et la mise en œuvre de mesures en faveur de la préservation des de ces dernières émergent depuis les années 1980 et ralentissent considérablement la diminution de la zone humide, il semble que la partie orientale des Marais de Saint-Gond, et dans une moindre mesure ses pourtours soient définitivement dégradés.

Toutefois, l'analyse du comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond et de l'interfluve Marne/Aube peut éventuellement apporter d'autres facteurs explicatifs à la diminution de la zone humide.

Partie 3 : Le comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond dans l'interfluve Marne/Aube

Chapitre 6 : Contexte hydro-climatique de l'interfluve Marne/Aube

Afin d'étudier le comportement hydrologique de l'interfluve Marne/Aube dont les Marais de Saint-Gond font partie, il convient de présenter son contexte climatique. Ce dernier constitue une piste de réflexion pour répondre aux observations hydrologiques faites à partir de l'étude des débits aux stations hydrologiques de l'interfluve (*cf.* Chapitre 7).

L'étude du contexte climatique de l'interfluve Marne/Aube a été possible grâce aux données fournies par la DREAL Champagne-Ardenne (J. Habert). Après avoir présenté les caractéristiques du réseau de mesures, une analyse spatio-temporelle des termes du bilan de l'eau est réalisée.

6.1. Présentation du réseau de mesures

6.1.1. Caractérisation des stations de mesures

L'interfluve Marne/Aube est délimité au nord par la Marne, au sud par l'Aube, à l'ouest par la côte d'Ile-de-France et à l'est par le sommet du revers de la côte de Champagne. Ce secteur d'étude représente 1 745 km^2 sur lesquelles sont répartis 11 stations pluviométriques, dont 8 sont présentes à l'intérieur même du bassin-versant étudié (Fig. 6.1). Le secteur est relativement bien équipé car cela correspond à une station pluviométrique pour 218 km^2 contre une station pour 217 km^2 en France métropolitaine (d'après Joly *et al*, 2010). Si la répartition spatiale des stations pluviométriques est plutôt satisfaisante sur l'ensemble de l'interfluve, les stations thermométriques quant à elles sont moins nombreuses car seulement 4 stations sont présentes sur l'interfluve, soit une station pour 436 km^2.

La répartition spatiale des stations pluviométriques nous offre des données de précipitations en situation de revers de la côte d'Île-de-France (Montmort, Charleville), de front de côte (Vertus, Chouilly, Sézanne), et de plateforme (Anglure, Semoine, Dosnon, Vatry, Soudron) (Fig. 6.1).

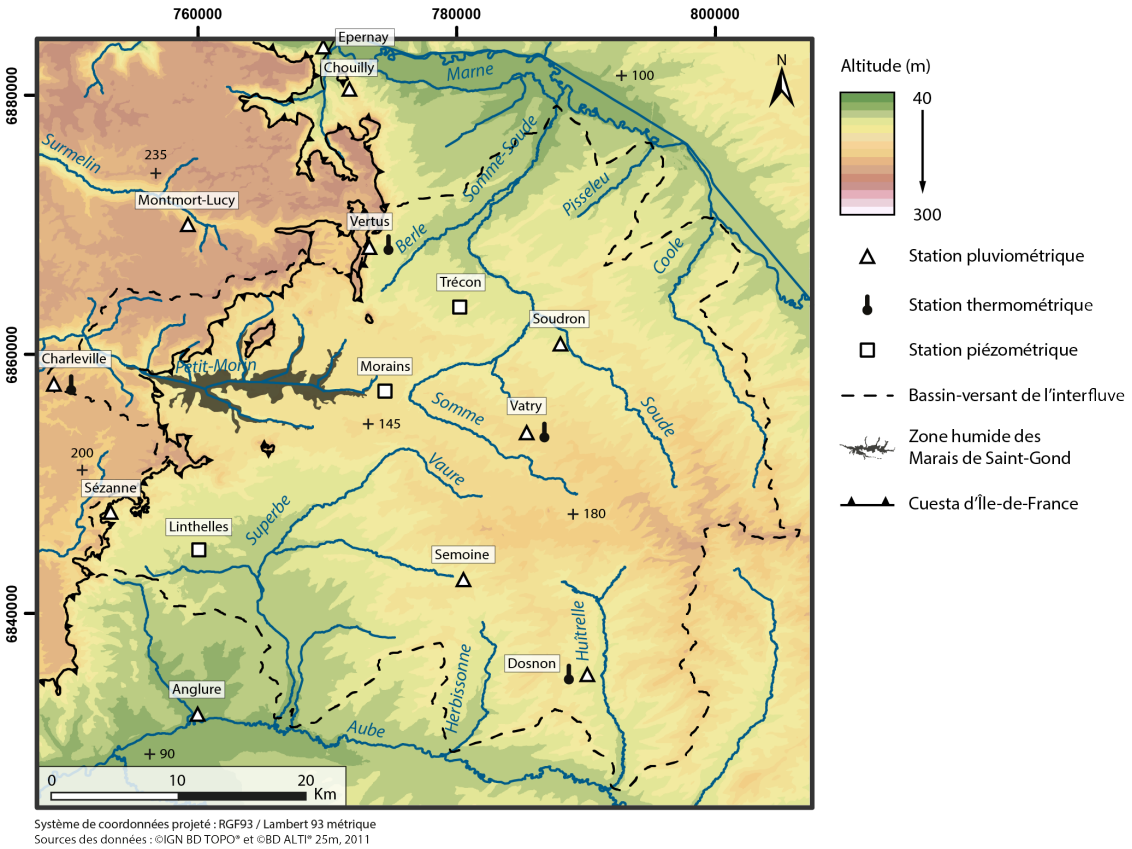


Figure 6.1 : Répartition spatiale des stations pluviométrique sur l'interfluve Marne/Aube

Dans un souci de simplification, 3 stations ont été sélectionnées pour l'étude du contexte climatique de l'interfluve. Les stations de Charleville, de Vertus et de Vatry sont à la fois des stations pluviométriques mais également des stations thermométriques, elles présentent donc l'avantage d'apporter à la fois des informations au sujet des précipitations mais également des températures. De plus leurs périodes d'observation couvrent celle choisies pour l'étude (de 2000 à 2014). D'un point de vue de leur localisation, là encore, elles offrent un avantage de balayer l'intégralité des topo-climats potentiels (revers, front de côte, plaine ou plateau). Les données relatives à la piézométrie de la nappe de la craie sont obtenues grâce aux données du réseau ADES aux stations piézométriques de Linthelles, Morains et Trécon (Fig. 6.1).

6.1.2. Caractérisation de la période d'observation

Les précipitations et les températures sont étudiées à partir de la période d'observation allant de 2000 à 2014 afin de pouvoir mettre ces données en perspectives avec les données hydrologiques traitées plus tard.

Toutefois il parait indispensable de replacer la période étudiée dans un contexte climatique plus vaste pour en connaitre sa représentativité. La station pluviométrique d'Épernay (Fig. 6.1) permet d'obtenir des valeurs de précipitations anciennes (depuis 1930) qui permettent de réaliser le CUSUM à cette station hydrométrique. La méthode du CUSUM (Zumstein, 1976 ; Francois *et al*, 1993) représente l'écart du cumul des valeurs avec la droite moyenne et permet de mettre en valeur des tendances climatiques grâce à l'identification de périodes sèches et/ou de périodes humides. La réalisation du CUSUM à la station pluviométrique d'Épernay permet d'inscrire la période d'observation dans une période allant de 1930 à 2014. On distingue nettement que la période étudiée (2000-2014) s'inscrit de manière générale dans une série humide ayant débuté en 1977 qui est favorable à une recharge des réserves aquifères. Le début de la période étudiée (2000-2001) clôt cette longue période humide et enregistre des records piézométriques dans la nappe de la craie (crue de nappe). Il existe tout de même à l'intérieur de cette période une sous-série plus sèche de 2003 à 2006 (Fig. 6.2). Compte tenu du nombre d'années successivement sèches et humide, la période retenue (2000-2014) semble équilibrée et représentative du cadre pluviométrique global.

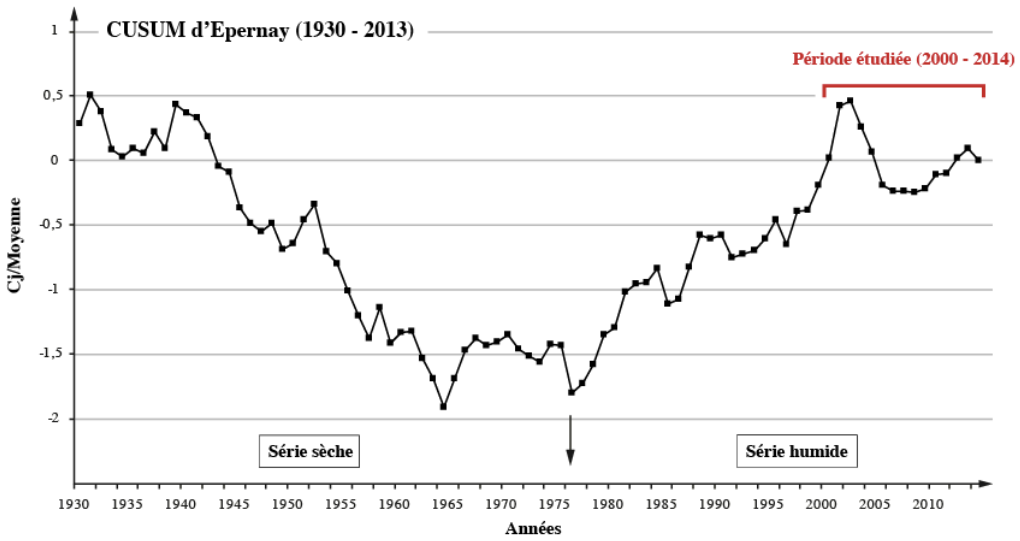


Figure 6.2 : CUSUM d'Épernay (1930 – 2014)

6.2. Les précipitations sur l'interfluve Marne/Aube

Comme pour la majorité des cours d'eau de plaines et de plateaux du Bassin Parisien, l'ensemble des cours d'eau de l'interfluve Marne/Aube possède des régimes d'écoulement pluvio-évaporal qui nécessite l'étude des précipitations (Devos, 1996). Il est donc essentiel d'étudier les précipitations dans les bassins-versants qui constituent l'interfluve.

6.2.1. Les pluies à l'échelle inter-annuelle

Le graphique des pluies à l'échelle inter-annuelle aux trois stations entre les années 2000 et 2014 (Fig. 6.3) met en valeur des années exceptionnelles. A l'intérieur d'une série humide identifiée grâce au CUSUM à la station d'Épernay (Fig. 6.2) on remarque au niveau des trois stations références des années marquées par des valeurs contrastées. L'année 2001 est nettement l'année la plus humide sur la période étudiée où on enregistre les records de totaux pluviométriques annuels à Charleville (1 080 mm), à Vertus (1140) et à Vatry (1020).

Toutefois à l'intérieur de la série humide, les années 2003 à 2005 et plus particulièrement l'année 2011 peuvent être considérées comme années sèches avec des totaux pluviométriques annuels moins importants à Charleville (637 mm), à Vertus (652 mm) et à Vatry (535 mm). Les précipitations au niveau des trois stations sont très homogènes et l'on ne distingue pas de disparité entre les stations malgré leurs sites géographiques différents. Seul le total des précipitations varie entre Vertus qui possède une moyenne interannuelle de 796 mm, celle de Charleville qui est de 737 mm et enfin celle de Vatry qui est de 703 mm (Tabl. 6.1).

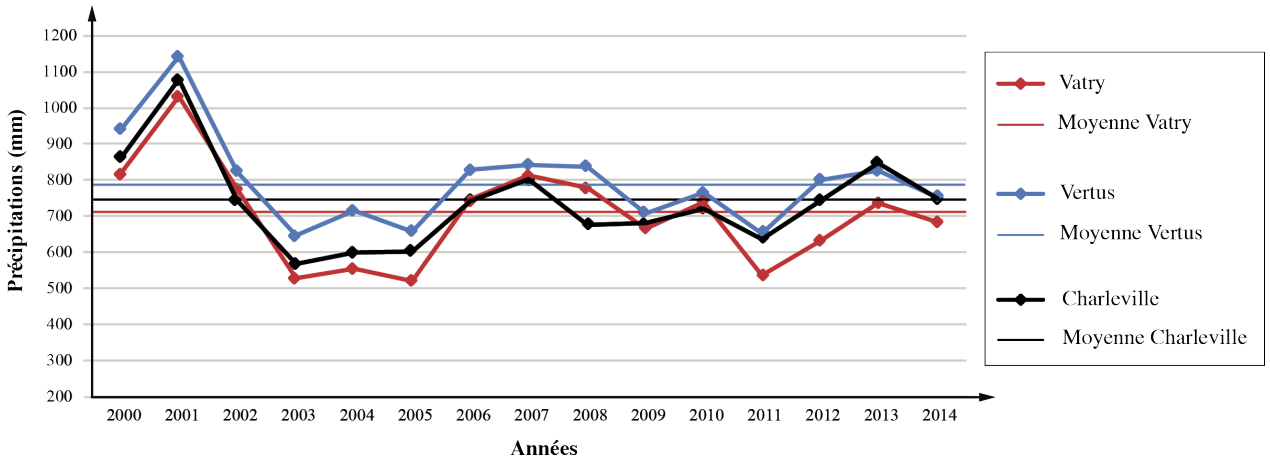


Figure 6.3 : Pluies annuelles à Charleville, Vertus et Vatry sur la période 2000 – 2014 (Série humide).

En revanche, il existe des disparités interannuelles qui s'illustrent par des coefficients de variation compris entre 16 et 17 % et qui témoignent de faibles contrastes climatiques inter-annnuels malgré des années exceptionnellement humides (2000-2001) et sèches (2003-2005, 2011) (Fig. 6.3).

2000 – 2014	Moyenne	Ecart-Type	CV%
Charleville	737	129	17
Vertus	796	127	16
Vatry	703	122	17

Tableau 6.1 : Précipitations moyennes annuelles à Charleville, Vertus et Vatry sur la période 2000 – 2014).

6.2.2. La répartition spatiale des précipitations

La carte isohyète interannuelle réalisée par *krigeage* à partir des données de la DREAL Grand Est (Fig. 6.4) représente la répartition spatiale moyenne des précipitations sur la période 2000 – 2014. Cette dernière fait apparaitre plusieurs secteurs aux caractéristiques différentes :

- Le revers de la cuesta d'Île-de-France, au nord des Marais de Saint-Gond est marqué par des pluies plus abondantes situées entre 750 et plus de 800 mm et constitue un dôme pluviométrique en continuité avec la Brie Champenoise.
- Le long de la vallée de la Marne et de l'Aube, les précipitations sont plus faibles et n'excèdent pas les 700 mm.
- On observe des valeurs de précipitations assez homogènes sur la partie supérieure de l'interfluve Marne/Aube où les valeurs des précipitations se situent entre 700 et 750 mm. Ce secteur constitue un col pluviométrique entre la vallée de la Marne et celle de l'Aube.
- Enfin, la partie orientale de l'interfluve, qui correspond aux limites occidentales du Perthois possède des valeurs de précipitations plus élevées, entre 750 et 800 mm et marque le passage progressif d'un climat océanique dégradé de plaines (type 3) au climat semi-continental (type 2) (Joly *et al*, 2010).

Le bassin-versant de l'interfluve Marne/Aube est marqué par des valeurs de précipitations peu contrastées spatialement. Ce sont essentiellement les marges de l'interfluve qui présentent des valeurs plus contrastées. En effet, à l'est comme à l'ouest on retrouve des valeurs plus importantes et à l'inverse, au nord et au sud, le long des grandes vallées les précipitations sont plus faibles. Les contrastes spatiaux restent difficiles à interpréter car ils peuvent être imputés à des effets de relief (site d'abris, exposition) ou à des artefacts liés à la méthode choisie (krigeage à partir de données pluviométriques essentiellement de fond de vallée). En effet, les dômes pluviométriques sont associés aux grandes lignes de relief (revers de la cuesta d'Ile-de-France) alors que les cuvettes pluviométriques correspondent aux grandes vallées (Marne/Aube) et aux entonnoirs de percée cataclinale (Petit-Morin, Marne, Aube).

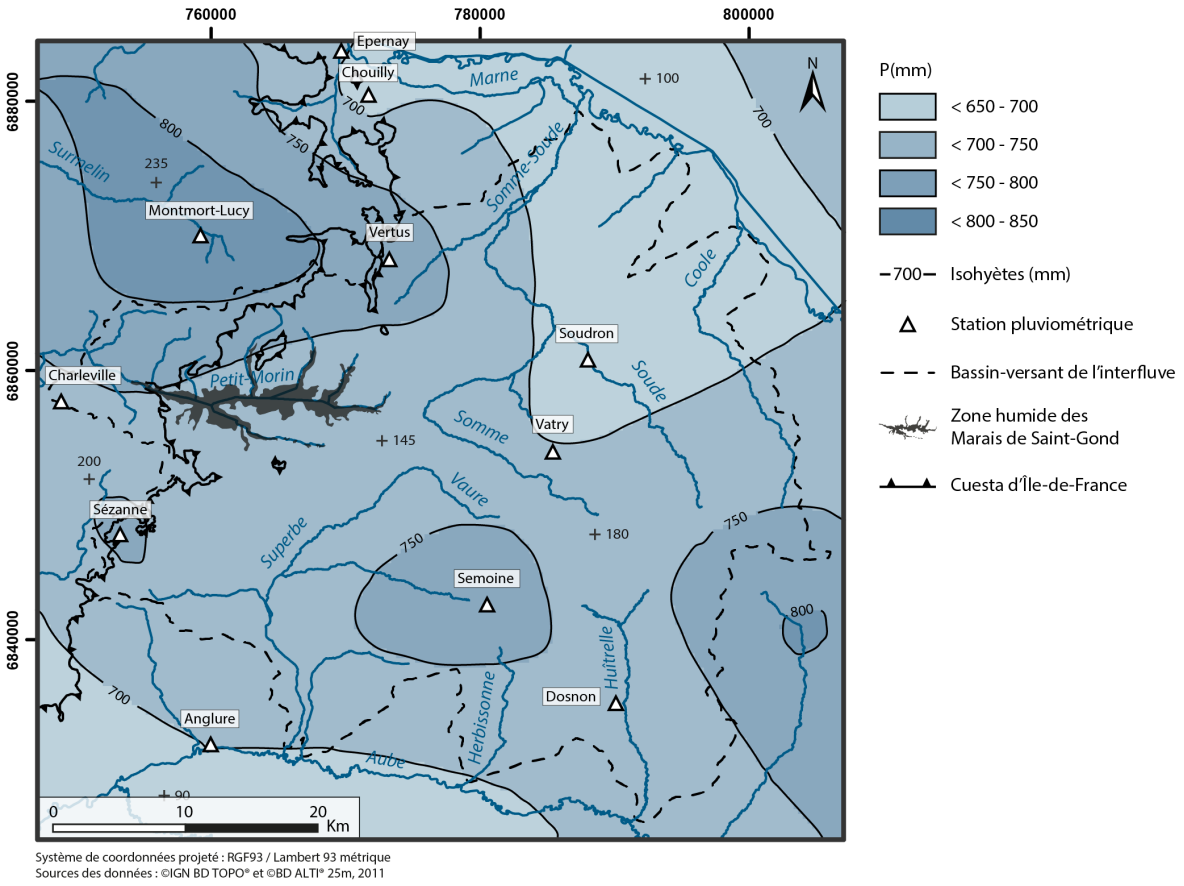


Figure 6.4 : Carte isohyète interannuelle à l'échelle de l'interfluve

6.2.3. Estimation des précipitations par bassin-versant

L'estimation des précipitations par bassin-versant détermine la lame d'eau tombée au sein de ce dernier, le tout exprimé en mm. Pour cela, la méthode des polygones de Thiessen a été choisie compte tenu de la faible variabilité spatiale des précipitations. Cette méthode part de *l'hypothèse que pour chaque point du domaine d'étude, la meilleure des estimations pluviométriques correspond à la mesure la plus proche de ce point* (Cosandey *et al*, 2007). Cette technique peut être utilisée au niveau du secteur d'étude, d'une part car le nombre de postes pluviométriques est satisfaisant (11 postes pluviométriques) et d'autre part car les conditions topographiques semblent peu discriminantes. Grace aux polygones de Thiessen, il est possible de calculer pour chacun des bassins-versants élémentaires de l'interfluve (9 bassins-versants élémentaires) la lame d'eau moyenne précipitée dans chaque impluvium sur la période 2000 – 2014. Pour cela, il est nécessaire de pondérer chacune des valeurs de précipitations en fonction de la superficie d'elle représente au sein du bassin-versant choisi.

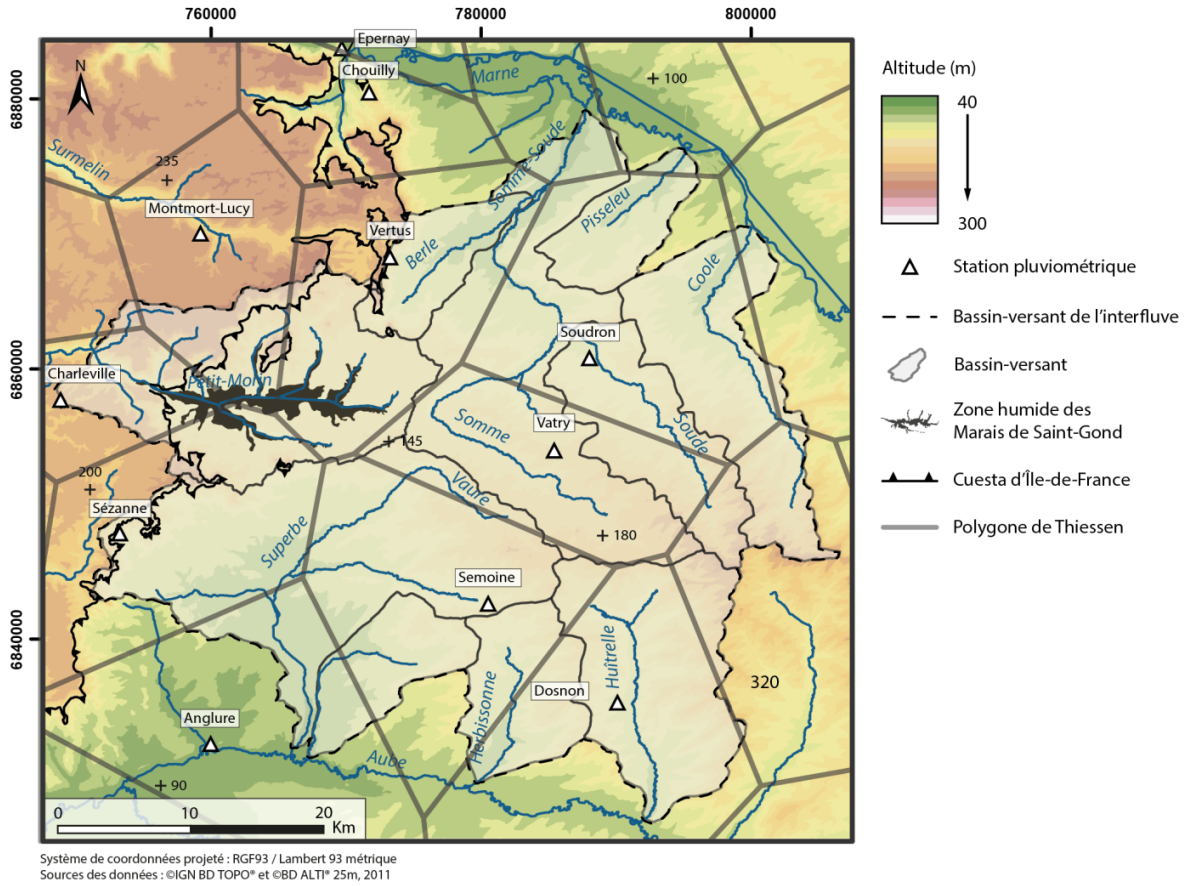


Figure 6.5 : Polygones de Thiessen sur l'interfluve Marne/Aube.

On remarque alors que le bassin-versant du Petit-Morin (795 mm) et de la Berle (796 mm) possèdent les lames d'eau les plus élevées au sein de l'interfluve (Tabl. 6.2). Ceci s'explique par le positionnement à l'interface entre le revers de la cuesta d'Île-de-France, du front de la cuesta et du plateau champenois pour le bassin-versant du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond). Le positionnement du bassin-versant de la Berle dans la continuité de l'éperon de la Brie Champenoise justifie également les valeurs de précipitations plus importantes (Fig. 6.5).

Bassin-versant	**P_{mm} moyenne**
Petit-Morin (Marais de Saint-Gond)	795
Berle	796
Soude	698
Somme-Soude	719
Vaure-Superbe	768
Pisseleu	665
Coole	703
Herbisonne	760
Huîtrelle	722

Tableau 6.2 : Estimation des précipitations par bassin-versant d'après les polygones de Thiessen

A l'inverse, les cours d'eau dont une partie du bassin-versant se situe au niveau de la vallée de la Marne possèdent des valeurs de précipitations plus faibles. C'est le cas pour le Piselleu (665 mm), la Soude (698 mm) et la Coole (703 mm) (Tabl. 6.2).

Enfin les bassins-versants des cours d'eau situés dans la partie centrale de l'interfluve, plus hauts en altitude possèdent des valeurs de précipitations moyennes comme c'est le cas pour la Somme-Soude (719 mm) la Vaure-Superbe (768 mm), l'Herbisonne (760 mm) et l'Huîtrelle (722 mm). (Tabl. 6.2)

Globalement, l'ensemble des 9 bassins-versants qui constituent l'interfluve Marne/Aube et la base de cette étude possède une lame d'eau moyenne de 733 mm pour la période 2000-2014 sans grand contraste spatial.

6.2.4. Les précipitations à l'échelle mensuelle

La répartition saisonnière des pluies commande le régime d'écoulement des cours d'eau et son rôle est tout aussi important que l'abondance des précipitations à l'échelle annuelles.

Les régimes pluviométriques des 3 stations références sont très homogènes entre eux et aucune spécificité ne semble se dégager pour une station en particulier. L'ensemble des stations présente un régime pluviométrique peu contrasté, sans véritable saisonnalité. Les précipitations de saison froide sont relativement faibles avec tout de même un maximum au mois de décembre (Fig. 6.6).

En revanche, la saison chaude est la plus pluvieuse (mai, juin, juillet, août) et la moins contrastée (CV : entre 32% et 68%). C'est en réalité durant les intersaisons (printemps et automne) que les précipitations sont les moins abondantes et possèdent une variabilité plus élevée (CV : entre 45% et 80%) avec un minimum pour le mois de septembre (Fig. 6.7).

Les stations de l'interfluve Marne/Aube possèdent des régimes pluviométriques assez peu contrastés avec des précipitations moyennes mensuelles comprises entre 35,6 mm et 90,9 mm toute l'année. Les pluies de saison froide étant en moyenne moins importantes, elles laissent à la saison chaude un poids plus important malgré un maximum durant le mois de décembre. Quant aux mois d'intersaison, ils sont relativement secs et contrastés, notamment le mois d'avril et le mois de septembre.

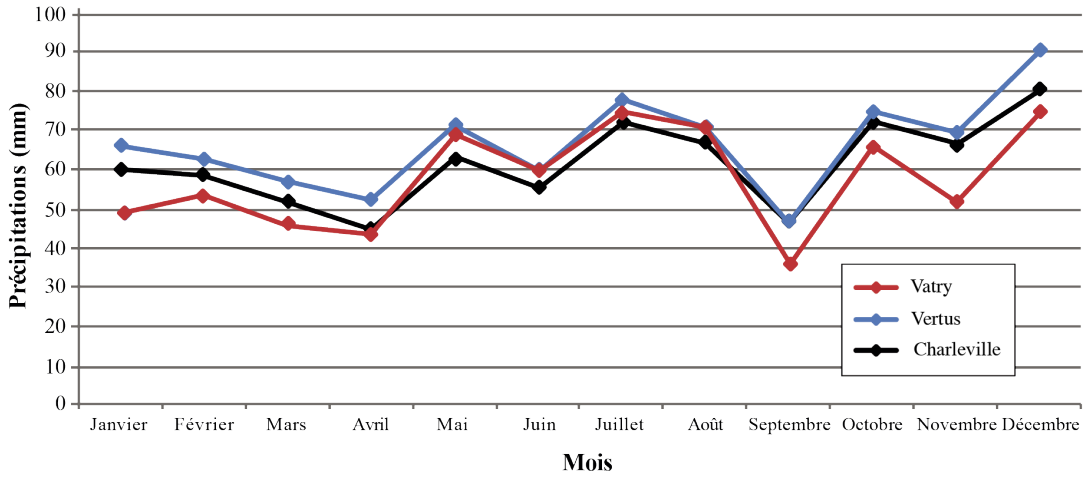


Figure 6.6 : Régimes des précipitations aux stations de Charleville, Vertus et Vatry sur la période 2000 – 2014.

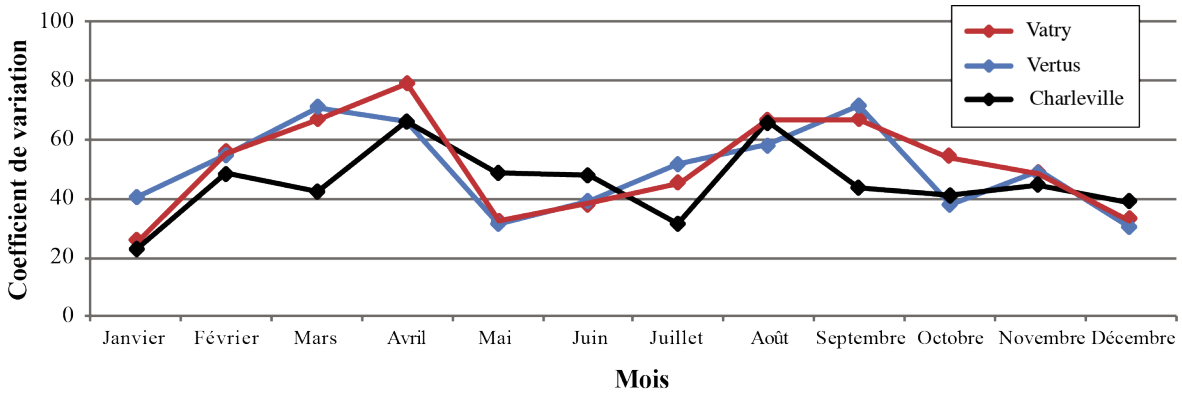


Figure 6.7 : Régimes pluviométriques des coefficients de variation aux stations de Charleville, Vertus et Vatry sur la période 2000 – 2014.

L'absence de saisonnalité pluviométrique détermine un régime davantage évaporal que pluvial pour le site étudié. En effet, les prélèvements évapotranspiratoires construisent le bilan hydrique des bassins-versants. L'ensemble de ces valeurs sont grandement liées aux températures.

6.3. Les températures et l'évapotranspiration sur l'interfluve Marne/Aube

Les prélèvements évapotranspiratoires dépendent de nombreux facteurs tels que la température, l'insolation, le vent, l'hygrométrie ou encore la répartition et la nature des végétaux. Compte tenu d'une instrumentation insuffisante, seule la température est étudiée au niveau des 3 stations climatiques déjà évoquées précédemment.

6.3.1. Les températures

6.3.1.1. Les températures annuelles moyennes

Les températures moyennes annuelles calculées sur la période de référence 2000-2014 varient extrêmement peu car elles sont de 11,4°C à Vertus, 10,7°C à Vatry et enfin 11,0°C à Charleville, soit une variation très faible de l'ordre de 0,7°C. De manière générale il peut être admis que la température moyenne sur l'interfluve Marne/Aube est de 11,1°C. Les températures moyennes annuelles (Fig. 6.8) sont très homogènes au fil des années et il n'existe pas de véritables différences de comportement thermique d'une station à une autre. La station de Vertus possède les moyennes annuelles les plus élevées (11,4°C) tandis que la station de Vatry présente les valeurs les plus faibles (10,7°C).

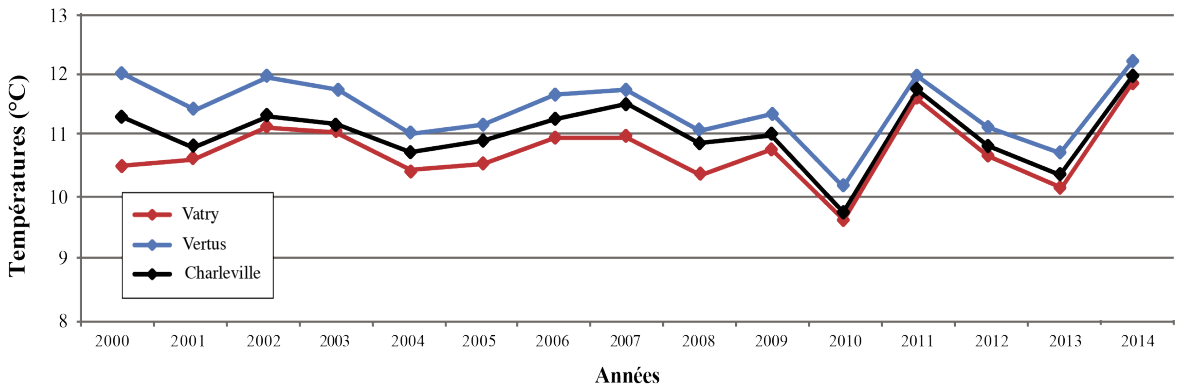


Figure 6.8 : Températures moyennes annuelles aux stations de Vatry, Vertus et Charleville (2000-2014)

6.3.1.2. Les températures moyennes mensuelles

Le régime des températures mensuelles est bien dessiné avec une amplitude thermique de l'ordre de 17°C. Il présente une saison chaude (température supérieure à 10°C) d'avril à octobre avec un maximum des températures au mois de juin (19,6°C) et une saison froide de novembre à mars avec un minimum au mois de janvier (3,2°C) (Fig. 6.9). Le régime des coefficients de variation possède des températures hivernales assez contrastées (CV compris entre 50% et 72%) ainsi qu'un été, et des intersaisons remarquablement stables (CV inférieur à 15%). Ce type de régime est caractéristique d'une plus grande variabilité des types de temps et des masses d'air en hiver. A l'inverse l'été se caractérise par des masses d'air à dominante maritime et des types de temps plus stables.

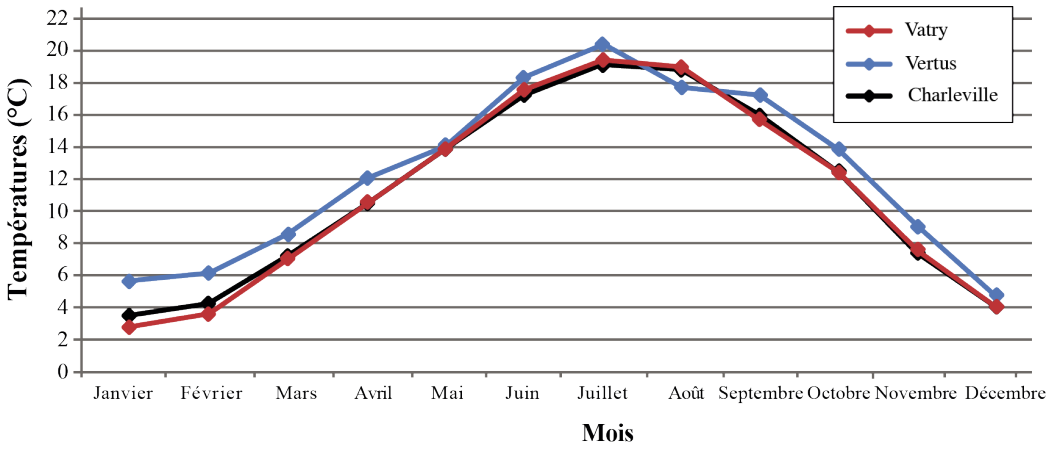


Figure 6.9 : Régimes des températures moyennes mensuelles aux stations de Vatry, Vertus et Charleville (2000-2014)

A la différence des précipitations, les températures présentent un régime bien plus contrasté qui témoigne d'un potentiel évaporatoire important durant l'année. La saison chaude correspond à un optimum de l'activité chlorophyllienne des végétaux et par conséquent entraine un maximum de prélèvements évaporatoires. La saison froide, et plus particulièrement le mois de janvier est marqué par des températures relativement faibles et épisodiquement inférieures à 0°C. Localement, le gel peut limiter ou retarder les infiltrations et ainsi modifier les modalités de circulation des eaux. Avec moins de 20 jours de neige par an, le régime pluviométrique est principalement pluvial, déterminant ainsi un faciès pluvio-evaporal aux écoulements. Toutefois, à titre exceptionnel et pour des contextes climatiques différents (Petit-Age Glaciaire) le site d'étude a connu des crues brutales associées à la fonte nivale comme en 1784 (Bonnard, 2009).

L'analyse de la répartition spatiale des températures semble difficile au vu du faible nombre de stations thermiques. La station de Charleville sera considérée comme représentative des températures du secteur d'étude compte tenu de ses valeurs médianes entre celles de Vatry et de Vertus.

6.3.2. L'évapotranspiration - Le bilan hydrique

Le bassin-versant de l'interfluve Marne/Aube se situe donc dans une région climatiquement homogène caractérisée par une forte influence océanique, à tendance continentale. Si l'on n'observe pas de véritable saisonnalité pluviale il existe bel et bien une saisonnalité thermique qui détermine des prélèvements évapotranspiratoires saisonniers calqués sur cette dernière.

Le bilan hydrique intègre les précipitations (Pmm), l'ETP (calculé selon la formule de TURC), le déficit pluviométrique brut (DP), cumulé (DPC), et la réserve utilisable (RU) fixée à 50 mm sur des sols de type rendosol, communs dans la région (Linoir, 2014). Le calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) repose sur l'état de la réserve utilisable, les précipitations et l'évapotranspiration potentielle. Lorsque l'ETP est inférieure aux précipitations, ETR = ETP. Dans le cas contraire, les besoins (B) en eau sont puisés dans la mesure du possible dans le RU (dr) et ETR = P + dr. Une fois la RU épuisée, ETR = P. Le surplus (S) correspond à la lame d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration (Tabl. 6.3).

Vatry	janvier	Février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	Total
Pmm	48,8	53,3	45,5	43,9	69,3	59,4	74,9	70,6	35,8	65,1	51,2	74,5	**703,52**
ETP (Turc)	8	14	37	65	89	112	122	102	74	40	18	8	**692**
DP	-40	-39	-8	21	20	53	47	31	39	-25	-33	-66	
DPC	0	0	0	22	41	94	141	173	211	0	0	0	
dr				21	20	9				24,6	25,4		
RU	50	50	50	29	9	0	0	0	0	24,6	50,0	50	**50**
ETR	8	14	37	65	89	68,2	74,9	70,6	35,8	40	18	8	**530**
B	0	0	0	0	0	44,2	47,0	31,4	38,6	0,0	0	0	**161**
S	40	39	8	0	0	0	0	0	0	0	8	67	**162**

Vertus	janvier	Février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	Total
Pmm	65,9	62,5	56,4	51,9	71,1	59,7	77,9	70,1	46,2	74,3	68,9	90,9	**795,81**
ETP (Turc)	10	16	40	69	92	115	123	103	75	41	19	10	**713**
DP	-56	-46	-16	17	21	55	45	33	29	-33	-50	-81	
DPC	0	0	0	17	38	93	138	171	200	0	0	0	
dr				17	21	12,0				33,4	16,6		
RU	50	50	50	33	12	0	0	0	0	33,4	50	50	**50**
ETR	10	16	40	69	92	72,0	77,9	70,1	46	41	19	10	**563**
B	0	0	0	0	0	43	45	33	29	0	0	0	**150**
S	56	46	16	0	0	0	0	0	0	0,0	33,4	81,2	**233**

Charleville	janvier	Février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	Total
Pmm	59,8	58,4	51,7	44,9	63,1	55,0	72,4	66,4	46,1	72,1	66,7	80,2	**736,8**
ETP (Turc)	10	16	38	66	89	112	122	102	75	41	19	10	**698**
DP	-50	-43	-14	21	26	57	49	36	29	-31	-48	-71	
DPC	0	0	0	21	47	104	154	189	218	0	0	0	
dr				21	26,1	2,9				31,2	18,8		
RU	50	50	50	29	2,9	0	0	0	0	31,2	50	50	**50**
ETR	10	16	38	65,6	89	57,9	72,4	66,4	46,1	41	19	10	**531**
B	0	0	0	0	0	54	49	36	29	0	0	0	**168**
S	50,2	42,6	13,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	29,1	70,2	**205,6**

Tableau 6.3 : Bilan hydrique aux stations de Vatry, Vertus et Charleville (2000-2014)

Les bilans hydriques réalisés au niveau des 3 stations présentent des caractéristiques communes. On distingue au cours d'une année 4 phases hydriques :

- 5 mois de surplus hydrique (S) favorables à l'alimentation en eau des cours d'eau et à l'infiltration (recharge aquifère) de novembre à mars.

- 2 mois de vidange de la réserve utilisable (RU) qui permettent de répondre aux besoins (B) en eau d'avril à mai.

- 4 mois où les besoins (B) en eaux ne sont pas satisfaits et où il est nécessaire d'irriguer et donc de prélever dans la nappe (forte pression agricole au niveau du secteur d'étude) de juin à septembre.

- 2 mois de reconstitution de la réserve utilisable (RU) d'octobre à novembre. Le mois de novembre permet non seulement la recharge de la réserve utile mais également un surplus hydrique propice à l'infiltration et à la recharge de la nappe.

En termes de réservoir, la réserve utilisable constitue un faible réservoir à l'échelle annuelle et c'est la nappe de la craie qui soutient les écoulements toute au long de l'année en l'absence de saisonnalité pluviale. La réalisation du bilan hydrique au niveau des 3 stations permet d'obtenir des valeurs de surplus hydrique compris en 162 mm à Vatry et 233 mm à Vertus. Ces valeurs présentent un écart assez important qui s'explique par le volume des précipitations à Vertus plus important qu'à Vatry (796 mm à Vertus contre 703 mm à Vatry). Compte-tenu des faibles valeurs de surplus hydrique rencontrées au niveau des 3 stations de mesures, il convient de s'attendre à des dynamiques hydrologiques faibles au sein de l'interfluve.

6.4. Le contexte piézométrique de l'interfluve Marne/Aube

A l'exception de son extrême partie ouest, le bassin-versant de l'interfluve Marne/Aube se situe sur un substrat crayeux constituant un immense aquifère régional (nappe de la craie). Il s'agit d'une nappe majoritairement libre (elle peut être captive sous des formations alluviales ou tertiaires à l'ouest) dont les écoulements s'orientent vers les grandes vallées drainantes que sont la Marne au nord et l'Aube au sud. Grâce aux campagnes de mesures réalisées en hautes-eaux et en basses-eaux par le BRGM en 2002, des cartes piézométriques et des cartes d'amplitudes piézométriques de la nappe de la craie ont été réalisées (Rouxel-David, 2002). Ces données ont été reprises afin de réaliser une cartographie piézométrique des basses-eaux (Fig. 6.10) et des hautes-eaux (Fig. 6.11) sur l'ensemble de l'interfluve Marne/Aube.

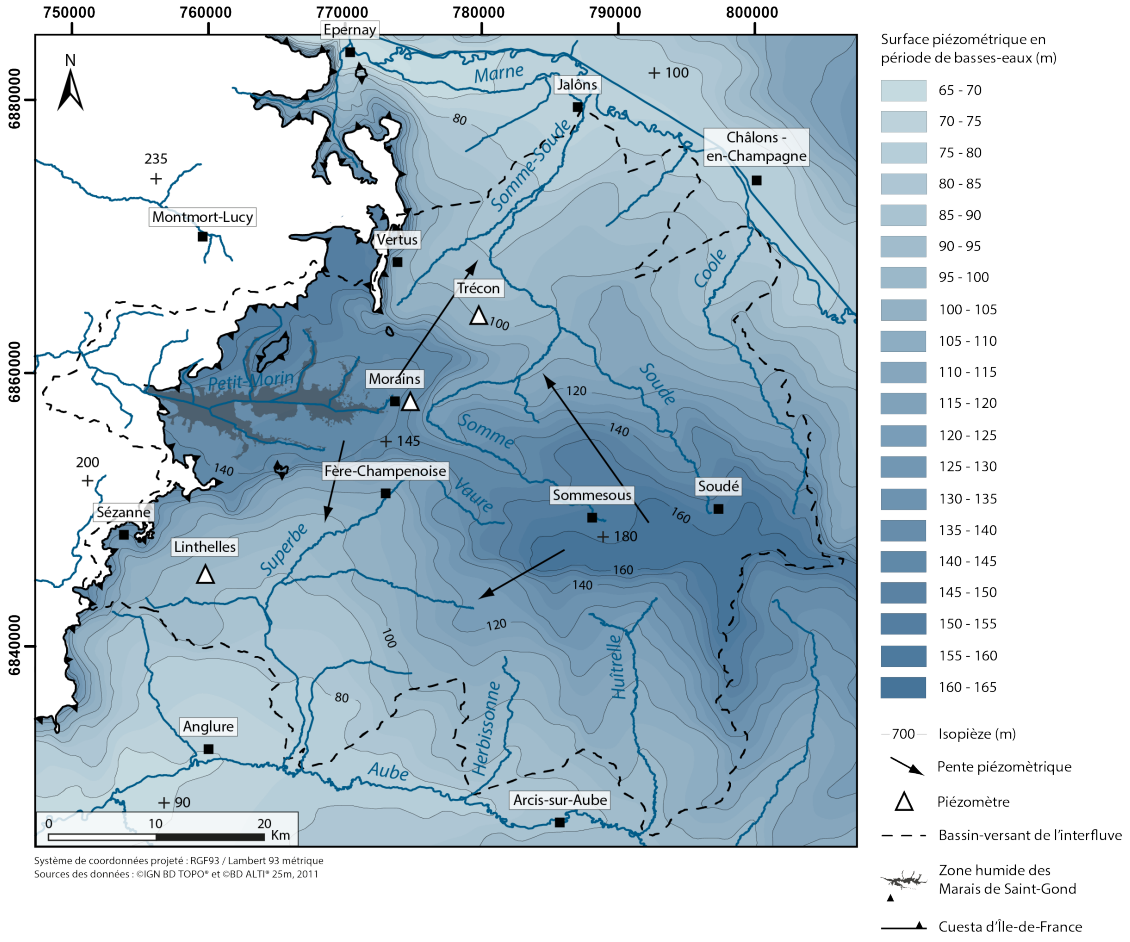


Figure 6.10 : Carte isopièze des basses-hautes de l'interfluve Marne/Aube (d'après les données BRGM-2002).

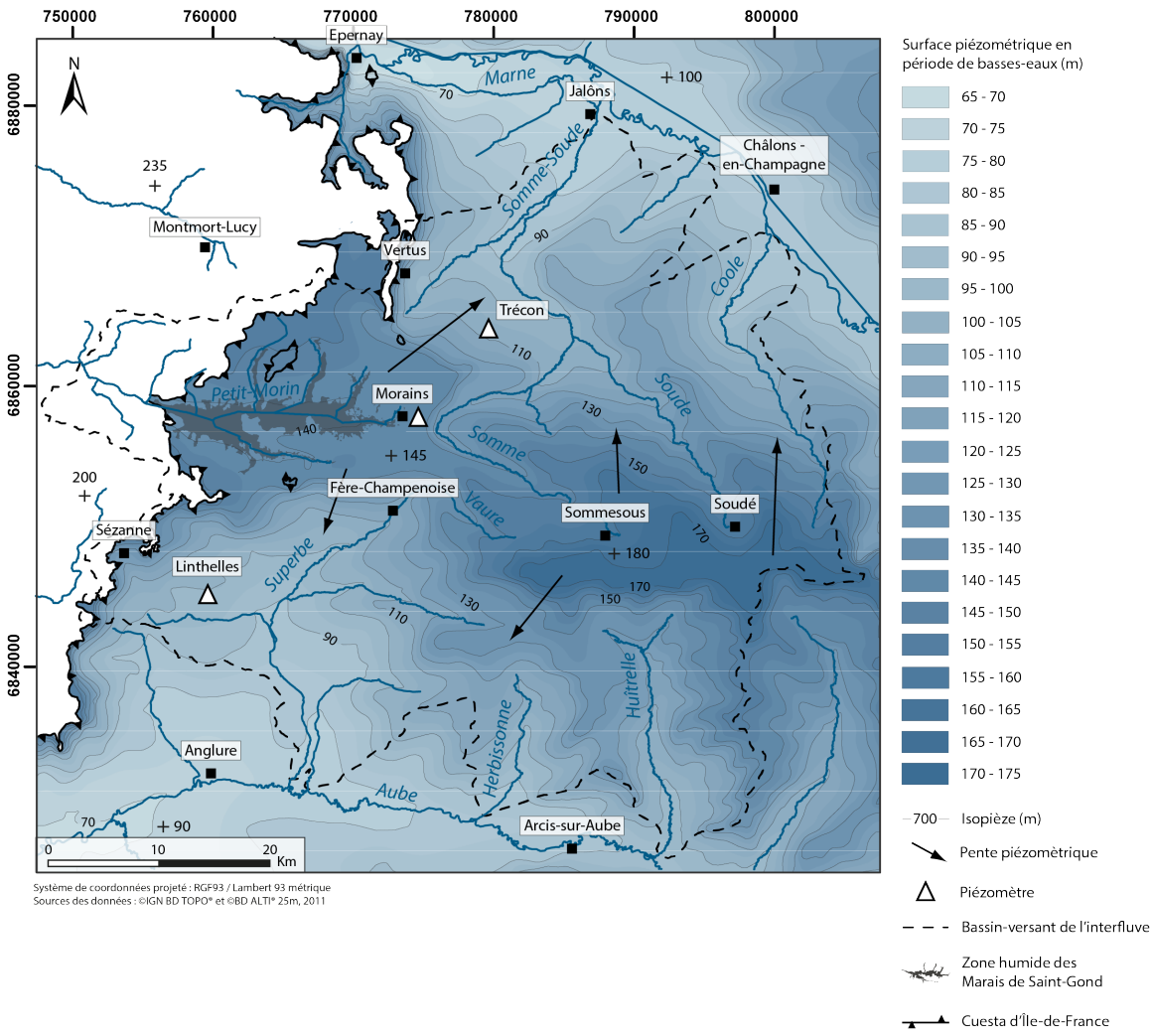


Figure 6.11 : Carte isopièze des hautes-eaux de l'interfluve Marne/Aube (d'après les données BRGM-2002).

On distingue sur ces deux cartes isopièzes que l'interfluve se caractérise par la présence d'un dôme piézométrique à l'aplomb du bassin-versant du Petit-Morin, de la Somme et de la Vaure. Ce dôme constitue également la ligne de partage des eaux souterraines entre d'une part le bassin-versant de la Marne (au nord) et d'autre part le bassin-versant de l'Aube (au sud). La nappe de la craie est drainée par l'ensemble des cours d'eau (« drainants ») de l'interfluve qui provoque un rabattement piézométrique caractéristique au niveau des vallées. Les grandes vallées de l'Aube et de la Marne provoquent un tel rabattement que les interfluves inscrits entre les cours d'eau tributaires s'écoulent le long d'un gradient hydraulique perpendiculaire aux grandes vallées.

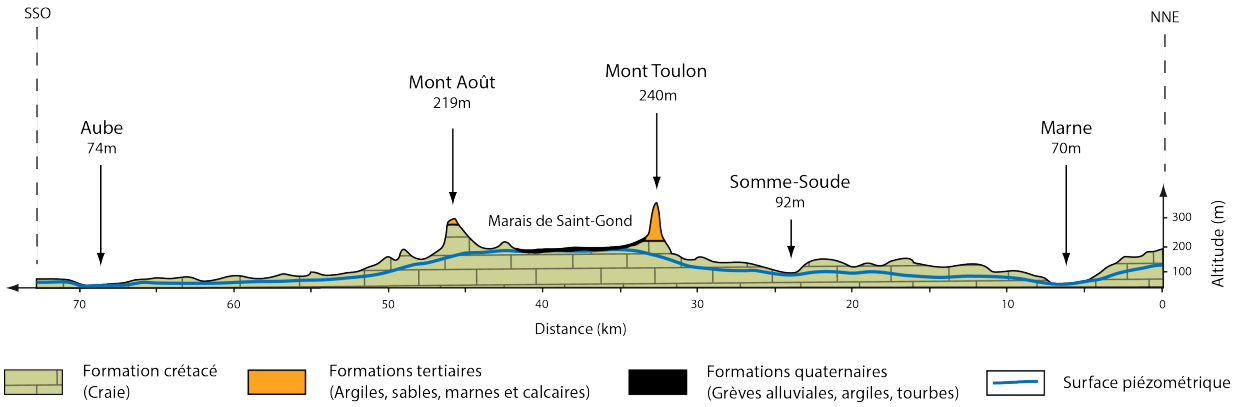


Figure 6.12 : Coupe géologique et piézométrique (schématique) de l'interfluve Marne/Aube.

En revanche, si les croupes de craie constituent des dômes piézométriques (interfluve Huîtrelle/Somme-Soude), les crêtes topographiques constituent elles aussi des crêtes piézométriques. A l'inverse, au niveau des Marais de Saint-Gond le dôme piézométrique s'inscrit dans l'entonnoir de percée cataclinale du Petit-Morin. Le site de capture de la Somme-Morin enregistre un col piézométrique potentiellement favorable à la Somme anaclinale (Fig. 6.12).

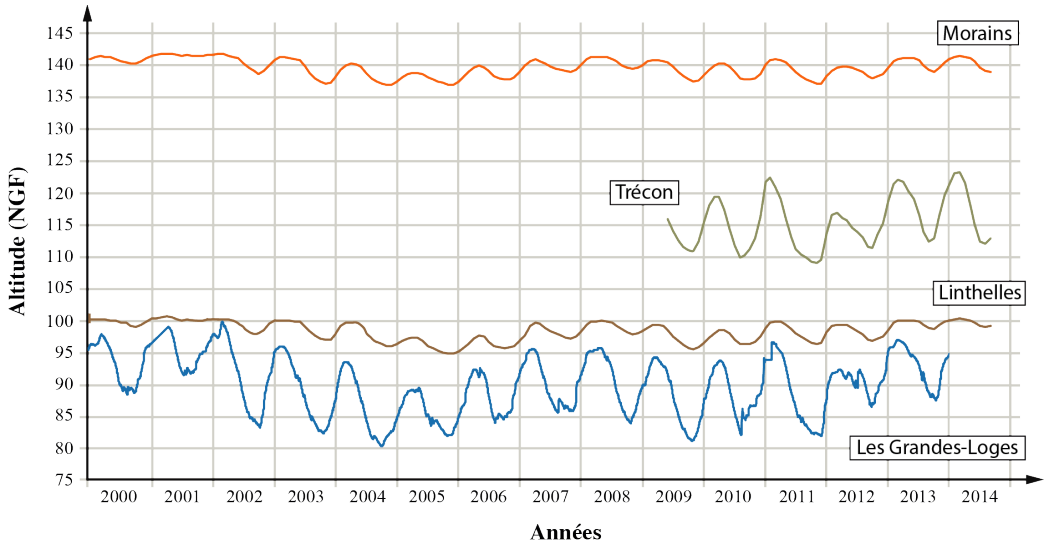


Figure 6.13 : Piézométrie de la nappe de la craie à Morains, Trécon, Linthelles et Les Grandes-Loges (d'après les données ADES) (2000-2014).

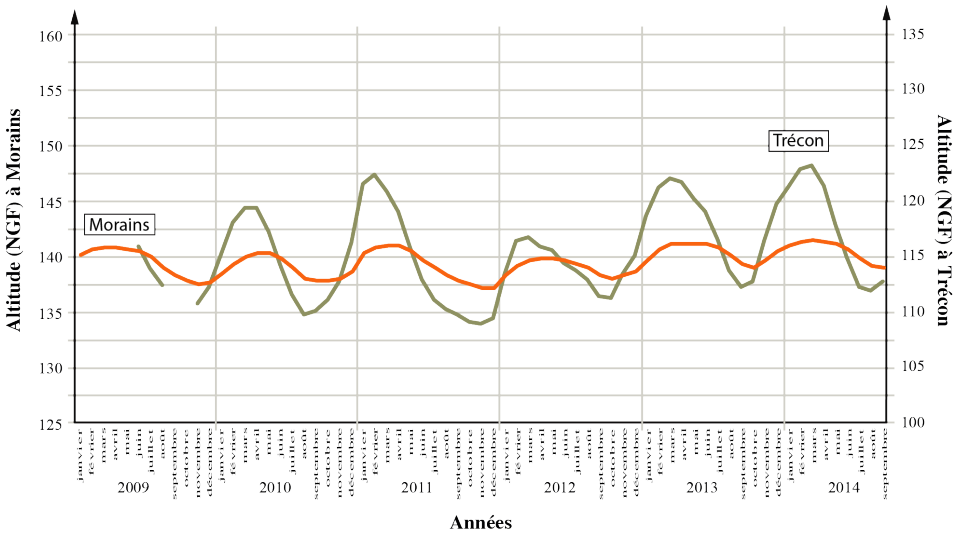


Figure 6.14 : Piézométrie de la nappe de la craie à Morains et Trécon (d'après les données ADES) (2000-2014).

Des variations du niveau piézométrique entre les hautes-eaux et les basses-eaux sont identifiables et peuvent atteindre plus de 15 m. En effet, la surface piézométrique de la nappe de la craie connait des variations saisonnières, intimement liées au bilan hydrique (Devos, 2010). Les précipitations étant relativement homogènes au fil de l'année, c'est l'ETR qui conditionne les variations de la surface piézométrique. En effet, une saison de recharge allant d'octobre à mars correspond aux phases de surplus hydrique et de reconstitution de la RFU et à l'inverse, une saison de tarissement allant d'avril à septembre correspond aux phases de besoins en eaux non satisfaits et de vidange de la RFU.

Toutefois, l'amplitude des variations saisonnières de la surface piézométrique varie également en fonction de l'épaisseur de la zone vadose, elle-même liée à la topographie. S'il est admis que sur les interfluves les amplitudes sont plus importantes et régulières que dans les fonds de vallées (Devos, 2010), ce schéma ne se retrouve pas au niveau de l'interfluve Marne/Aube. En effet, la dualité du comportement hydrodynamique de la nappe de la craie dans ce secteur est modifiée. Le piézomètre situé à Morains, c'est-à-dire au point le plus haut de l'interfluve Marne/Aube présente des amplitudes piézométriques très peu marquées de l'ordre de 3-4 mètres maximum (Fig. 6.13). A titre de comparaison, le piézomètre situé aux Grandes-Loges, au niveau de l'interfluve Marne/Vesle plus au nord possède des amplitudes beaucoup plus importantes, pouvant aller jusqu'à 15 mètres (Fig. 6.13). En revanche, le piézomètre de Trécon, situé entre Morains et la vallée de la Somme-Soude possède des amplitudes plus élevées

pouvant atteindre plus de 10 mètres. Le comportement de la surface piézométrique de la nappe de la craie au niveau de la zone étudiée semble être légèrement modifié par la présence d'un dôme piézométrique qui vient lisser les amplitudes de la surface piézométrique.

Conclusion du chapitre 6

Le contexte hydro-climatique de l'interfluve Marne/Aube est marqué par le caractère océanique des précipitations, caractérisé par des pluies relativement homogènes tout au long de l'année (précipitations légèrement plus importantes lors de la saison froide) et par un régime thermique marqué par l'individualisation de deux saisons contrastées. Ces conditions climatiques déterminent deux saisons hydriques qui sont susceptibles d'engendrer des comportements hydrologiques différents (augmentation/diminution des débits des cours d'eau) :

- Une saison chaude qui se caractérise par d'importants prélèvements évapotranspiratoires et qui représente une saison de pénurie hydrique où les précipitations ne profitent pas ou très peu aux cours d'eau. C'est durant cette saison que l'apport de la réserve aquifère joue un rôle essentiel dans l'alimentation en eau des cours d'eau (en fonction de l'état des réserves aquifères).

- Une saison froide qui se caractérise par des précipitations importantes (maximum en décembre) mais surtout par des prélèvements évapotranspiratoires faibles. Cette saison marquée par une abondance des précipitations (surplus hydrique) est favorable au ruissellement et surtout à l'alimentation et la recharge des aquifères. La saison froide est décisive car c'est d'elle que dépend la recharge aquifère et par conséquent les écoulements durant la saison chaude. Un hiver déficitaire entraine une diminution des réserves aquifères indispensables au soutien des écoulements lors de la saison chaude.

Si un contraste saisonnier apparait sur l'interfluve Marne/Aube, il n'existe pas de véritable contraste spatial. La totalité de l'impluvium possède des caractéristiques climatiques homogènes.

L'évolution géomorphologique du site d'étude (captures hydrographiques, incision des vallées) semble avoir créé des conditions piézométriques originales. La plus significative est la présence de l'entonnoir de percée cataclinale du Petit-Morin sur un dôme piézométrique alors que normalement les percées cataclinales forment une cuvette piézométrique drainée par le cours d'eau cataclinal (Vesle, Aisne). Ici, le Petit-Morin est en équilibre avec la nappe de la craie et

il ne draine pas cette dernière. C'est cette particularité qui va jouer un rôle essentiel dans le comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond.

Cette analyse hydro-climatique de l'interfluve Marne/Aube cache en réalité des complexités locales associées au recouvrement alluvial qui met en charge la nappe de la craie normalement libre en amont et captif au niveau des formations tertiaires. En effet, l'entonnoir de percée cataclinale du Petit-Morin se situe à l'interface de :

- la nappe captive (sous les formations tertiaires)
- la limite de la nappe captive (limite de recouvrement)
- la nappe libre (dans la partie est). D'autant plus que le recouvrement alluvial anté-capture (Somme-Morin) est grossier et fortement perméable.

L'analyse spatiale des débits permettra de mettre en valeur les échanges nappes rivières à l'échelle de l'interfluve et du bassin versant des Marais de Saint-Gond.

Chapitre 7 – Étude hydrologique du Petit-Morin et de l'interfluve Marne/Aube

L'étude du contexte hydro-climatique de l'interfluve Marne/Aube a permis de définir quelles sont les ressources en eaux à la disposition des cours d'eau. Toutefois, afin de comprendre le comportement hydrologique de l'interfluve Marne/Aube il est nécessaire de quantifier les écoulements via l'analyse des débits.

Dans un premier temps, les équipements hydrométriques de l'interfluve et des bassins-versants concernés par l'étude sont identifiés. Par la suite, les débits aux stations hydrométriques de référence seront analysés à l'échelle annuelle, mensuelle et journalière ainsi que les périodes de basses-eaux (étiages). En revanche, les épisodes de crue n'ont pas été étudiés car ils renseignent dans une moindre mesure sur le comportement hydrodynamique des cours d'eau et sont davantage liés aux paramètres climatiques ou morphométriques.

7.1. Équipement hydrométrique de l'interfluve Marne/Aube

7.1.1. Les stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube

Le secteur d'étude possède 6 stations hydrométriques réparties sur 6 bassins-versants (Fig. 7.1). Trois d'entre-elles s'inscrivent dans bassin-versant de l'Aube alors que les trois autres surveillent des tributaires du bassin-versant de la Marne (Tabl. 7.1). Les bassins-versants de la Somme-Soude, de la Berle et du Pisseleu ne sont malheureusement pas pourvus d'équipement hydrométrique.

- La station de Saint-Saturnin se situe dans la partie aval de la Superbe, un affluent de rive droite de l'Aube. Avec un bassin-versant de 347 km^2 , cette station hydrométrique contrôle 94% du bassin-versant total de la Superbe (369 km^2).
- La station d'Allibaudière se trouve dans la partie aval du bassin-versant de l'Herbissonne et possède un bassin-versant de 86 km^2 qui contrôle 89% du bassin-versant total (96 km^2) de cet affluent de rive droite de l'Aube.
- La station hydrométrique de Lhuître se situe dans la partie aval du bassin-versant de l'Huitrelle, affluent de rive droite de l'Aube et possède en bassin-versant de 164 km^2 qui contrôle 85% du bassin d'alimentation du cours d'eau (193 km^2).

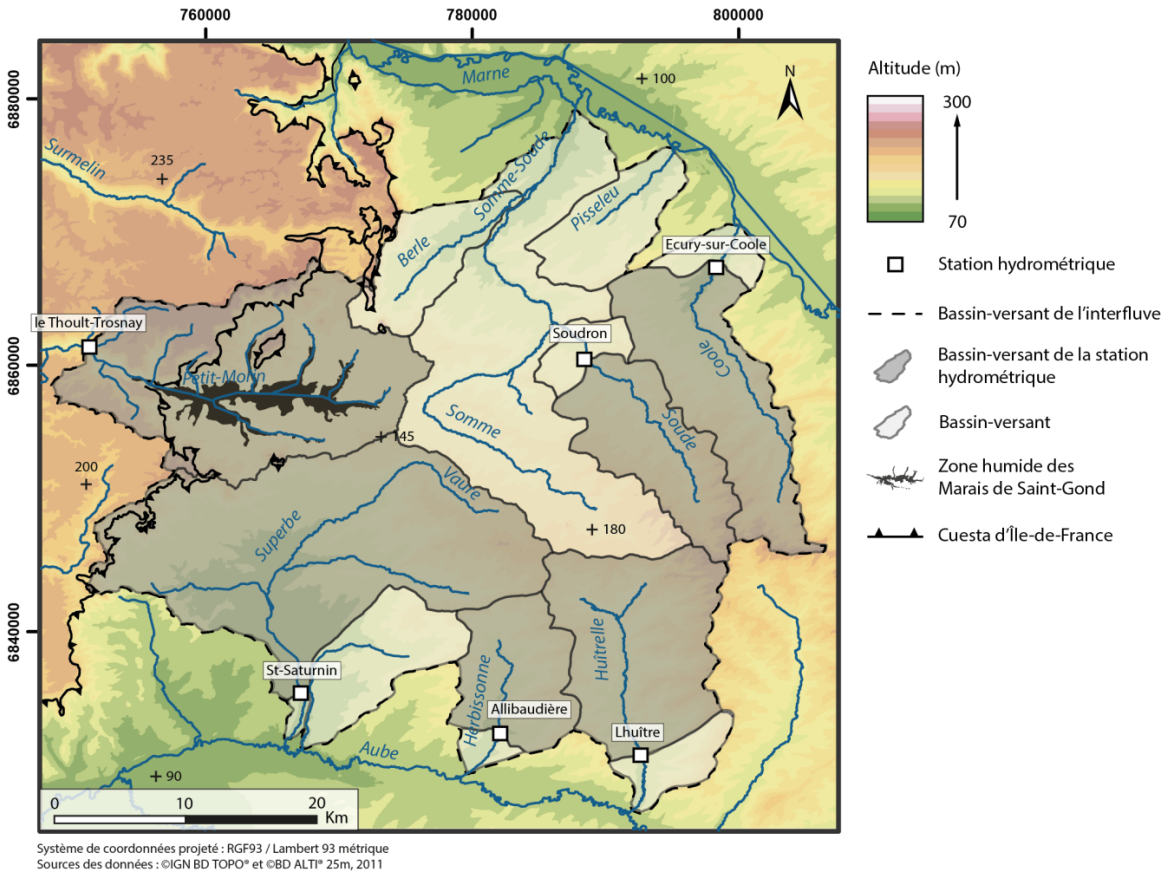


Figure 7.1 : Cartographie de l'instrumentation hydrométrique de l'interfluve Marne/Aube.

- La station hydrométrique d'Ecury-sur-Coole se trouve dans la partie aval du bassin-versant de la Coole, un affluent de rive gauche de la Marne. Avec une superficie de 150 km², le bassin-versant de la station contrôle 87% de la surface global du bassin d'alimentation de la Coole (171km²).

- La station hydrométrique de Soudron se situe dans la partie aval du bassin-versant de la Soude, affluent de rive droite de la Somme. Avec une superficie de 103 km², le bassin-versant de la station contrôle 89% du bassin versant de la Soude (114km²).

- La station hydrométrique du Thoult-Trosnay qui se situe en aval des Marais de Saint-Gond possède un bassin-versant de 285 km². Ce dernier constitue pour cette étude le bassin-versant de référence des Marais de Saint-Gond.

Station hydrométrique	Bassin-versant	Surface du bassin-versant (km^2)	Surface du BV de la station hydrométrique/surface BV (%)
Le Thoult-Trosnay	Petit-Morin	285	100
Soudron	Soude	103	89
Ecury-sur-Coole	Coole	150	87
Lhuître	Huîtrelle	164	85
Allibaudière	Herbissonne	86	89
Saint-Saturnin	Superbe	347	94

Tableau 7.1 : Superficie des bassins-versants des stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube.

Les stations de Allibaudière, Lhuitre, Ecury-sur-Coole et Soudron permettent de contrôler les écoulements respectifs de l'Herbissonne, l'Huitrelle, la Coole et la Soude, tous situés en intégralité sur un substrat crayeux (Santonien et/ou Campanien). Les ressources aquifères au niveau de ces quatre bassins-versants sont donc liées exclusivement à la nappe de la craie.
La station de Saint-Saturnin contrôle quant à elle les écoulements de la Superbe, situés en grande majorité sur un substrat crayeux (Campanien). Toutefois, la partie ouest de son bassin-versant s'inscrit dans les formations tertiaires au niveau du front de la cuesta d'Île-de-France. Cette station peut donc potentiellement enregistrer des apports provenant à la fois de la nappe de la craie mais également des aquifères perchés provenant du front de côte.

Enfin, la station du Thoult-Trosnay contrôle les écoulements de la partie amont du Petit-Morin dont le bassin-versant se situe pour 67 % sur des formations secondaires crayeuses (Campanien) et également sur des formations tertiaires (33%). La station de Thoult-Trosnay enregistre donc potentiellement des apports provenant à la fois de la nappe de la craie mais également des aquifères perchés dans les formations tertiaires (via des affluents relativement importants).

7.1.1.1. Périodes d'observations aux stations hydrométriques

L'objectif de l'analyse hydrologique aux stations hydrométriques étant de quantifier les écoulements à différentes échelles de temps (annuelles, mensuelles, journalières et à l'échelle de l'épisode) il est nécessaire de travailler sur une période commune aux 6 stations. Les stations de Saint-Saturnin (Superbe), de Soudron (Soude) et d'Allibaudière (Herbissonne) possèdent des périodes d'observations anciennes datant de la fin des années 1960 jusqu'à aujourd'hui malgré quelques années non enregistrées (1996, 1998, 2000-2001) (Fig. 7.2). Les stations hydrométriques de Lhuitre (Huitrelle) et d'Ecury-sur-Coole (Coole) sont en fonctionnement depuis la fin des années 1990 jusqu'à aujourd'hui. Toutefois, la station sur la Coole a connu une période de disfonctionnement de 1999 à 2003. C'est donc la station hydrométrique du Thoult-Trosnay qui possède la période d'observation la plus courte car elle s'étend seulement de l'année 2005 à nos jours sans discontinuité. Cette station étant celle qui enregistre les débits au sortir des Marais de Saint-Gond, elle est essentielle dans l'étude du comportement hydrodynamique de la zone humide. L'analyse hydrologique aux stations ayant été réalisée au début de l'année 2015, l'année 2014 n'a pas pu être analysée faute d'avoir l'intégralité des données relatives à cette année. C'est pourquoi la période choisie pour l'analyse hydrologique aux stations est basée sur la période 2005 – 2013 (Fig. 7.2).

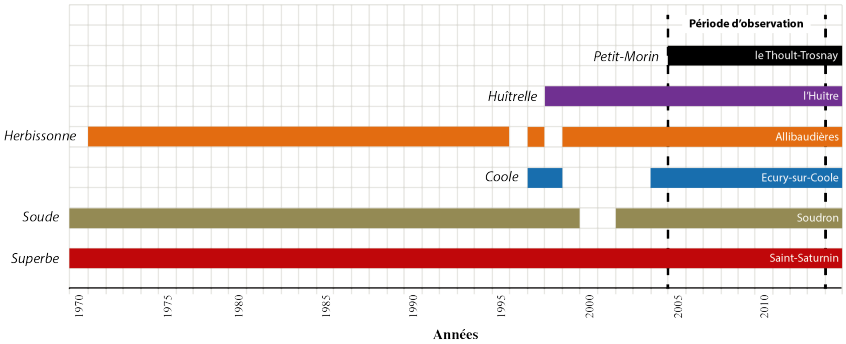


Figure 7.2 : Périodes d'observation aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube et période choisie pour l'analyse hydrologique aux stations. Le nom des cours d'eau figure en italique.

Compte-tenu de l'homogénéité du contexte climatique et hydrogéologique de l'interfluve, les contrastes hydrologiques révélés par l'étude aux stations hydrométriques devraient témoigner de comportements hydrodynamiques hétérogènes entre bassins associés à des transferts de masses d'eau, une éventuelle anisotropie de l'aquifère de la craie, et modalités de vidange aquifère hétérogènes. Cette approche multi-sectorielle des bassins annexes permettra également de mieux relativiser les résultats de l'analyse hydrologique à la station référence sur le Petit-Morin.

7.2. Analyse hydrologique aux stations à l'échelle de l'interfluve Marne/Aube

7.2.1. Les modules interannuels

7.2.1.1. L'abondance moyenne

Sur la période choisie (2005 – 2013), les modules aux 6 stations hydrométriques vont de 0,19 m^3/s pour l'Herbissonne, jusqu' à 1,26 m^3/s pour la Superbe. Les débits spécifiques s'étendent quant à eux de 2,2 $l/s/km^2$ pour l'Herbissonne jusqu'à 5,18 $l/s/km^2$ pour l'Huîtrelle (Tabl. 7.2). Les débits spécifiques relativement faibles relevés sur l'ensemble de l'interfluve présentent des valeurs bien inférieures à celles observées dans l'est du Bassin de Paris, plutôt situées entre 10 et 20 $l/s/km^2$ pour les calcaires jurassiques (Devos, 1996 ; Lejeune, 2005 ; Lang 2007). Les débits spécifiques sur l'interfluve Marne/Aube semblent en revanche, être en accord avec les valeurs observées dans d'autres cours d'eau de la craie comme la Vesle, la Suippe ou encore la Retourne (Tabl. 7.3).

Cours d'eau	Station hydrométrique	Surface (km^2)	Qb (m^3/s)	Qs ($l/s/km^2$)	Lame d'eau (mm)	P (mm)	Déficit d'écoulement
Petit-Morin	Le Thoult-Trosnay	285	1,01	3,53	112	795	683
Soude	Soudron	103	0,44	4,28	134	698	698
Coole	Ecury-sur-Coole	150	0,48	3,18	101	703	603
Huîtrelle	L'Huître	164	0,85	5,18	164	722	558
Herbissonne	Allibaudière	86	0,19	2,2	69	760	690
Superbe	Saint-Saturnin	347	1,26	3,6	115	768	653

Tableau 7.2 : Abondance moyenne aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005-2013).

Cours d'eau	Station hydrométrique	Surface (km^2)	Qb (m^3/s)	Qs ($l/s/km^2$)	Lame d'eau (mm)
Saulx	Mogneville	475	7,7	16	511
Ornain	Saint-Joire	420	4,4	10,4	328
	Val-d'Ornain	840	10,8	12,8	407
Blaise	Daillancourt	125	2	15,7	498
	Colombey	116	1,8	15,6	495
Suize	Villiers-sur-Suize	83	1,1	12,7	401
Rognon	Bourdons	164	1,9	11,8	375
	Doulaincourt	614	9,2	15	477
Vesle	Saint-Brice	762	3,2	4,2	132
	Beaumont	446	2,3	5,2	165
Suippe	Orainville	802	4,2	5,2	164
	Selles	486	2,7	5,7	180
Retourne	Saint-Remy-le-Petit	237	1,1	4,6	144

Tableau 7.3 : Abondance moyenne aux stations hydrométriques de l'est du Bassin de Paris (d'après Banque Hydro).

La disparité des débits bruts et des débits spécifiques sur l'interfluve reflète des conditions d'écoulements loin d'être aussi homogènes qu'attendu entre les bassins-versants. En effet, les bassins-versants à plus fortes abondances spécifiques (Huitrelle et la Soude) côtoient des bassins-versants à très faibles rendements hydrologiques (Herbissonne et la Coole) alors que les bassins-versants traversant la limite de nappe captive (Petit-Morin et Superbe) ne présentent pas les abondances spécifiques maximales (Fig. 7.3).

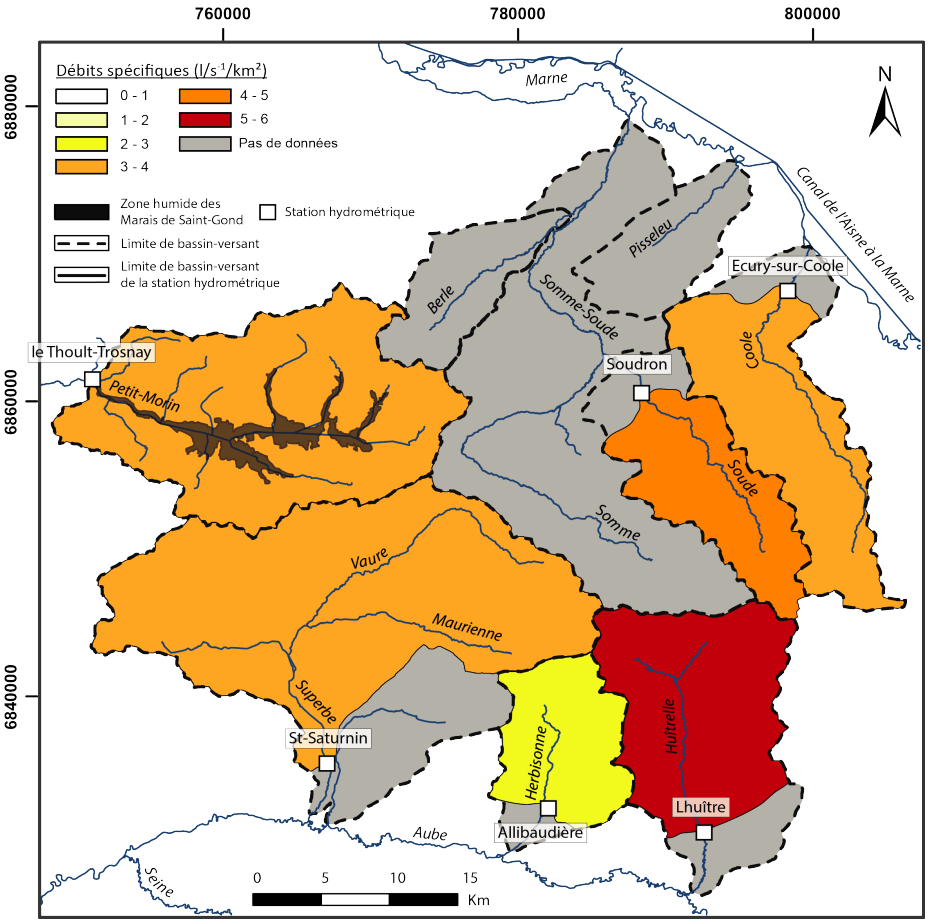


Figure 7.3 : Abondance moyenne spécifiques aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005-2013).

Les déficits d'écoulements des cours d'eau de l'interfluve compris entre 550 mm (Huitrelle) et 700 mm (Soude) traduisent une forte hétérogénéité spatiale des bilans hydrologiques avec des bassins « déficitaires » (Petit-Morin et Herbissonne) et avec des bassins « équilibrés » (Soude) au sein d'une région pluviométriquement homogène. Cela présage de transferts de masses d'eau importants entre bassin-versants annexes, notamment pour le Petit-Morin et la Superbe, inscrits sur un dôme piézométrique (lignes de cours divergentes).

Cours d'eau	Station hydrométrique	Surface (km^2)	Qb (m^3/s)	Lame d'eau (mm) E	P (mm)	Déficit d'écoulement	Bilan hydrologique E-(P-ETR)
Petit-Morin	Le Thoult-Trosnay	285	1,01	112	795	683	-162
Soude	Soudron	103	0,44	134	698	584	-41
Coole	Ecury-sur-Coole	150	0,48	101	703	603	-125
Huîtrelle	L'Huître	164	0,85	164	722	558	-17
Herbissonne	Allibaudière	86	0,19	69	760	690	-185
Superbe	Saint-Saturnin	347	1,26	115	768	653	-145

Tableau 7.4 : Bilan hydrologique aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube.

7.2.1.2. Variabilité globale des modules interannuels

Cependant les contrastes spatiaux concernant l'abondance moyenne peuvent être un artéfact de la variabilité interannuelle des modules.

Les fréquences des modules pour les cours d'eau de l'interfluve Marne/Aube obtenues à partir de la loi de Gauss (ou loi normale) permettent d'identifier la disparité de l'échantillon. Le calcul de ces fréquences de débits pour des périodes de retour décennales (Qf 0,1 / Qf 0,9), quinquennales (Qf 0,2 / Qf 0,8) et biennales (Qf 0,5) permet de connaitre la situation des modules annuels au cours de la période 2005 – 2013 (Tabl. 7.5).

Fréquences modules - Loi Normale		Soude	Coole	Superbe	Herbissonne	Huîtrelle	Petit-Morin
Qf 0,1	Fréquence décennale de basse eau (10 ans).	**0,20 m³/s 200 l/s**	**0,16 m³/s 160 l/s**	**0,49 m³/s 490 l/s**	**0,01 m³/s 10 l/s**	**0,38 m³/s 380 l/s**	**0,55 m³/s 550 l/s**
Qf 0,2	Fréquence quinquennale de basse eau (5 ans).	**0,28 m³/s 280 l/s**	**0,27 m³/s 270 l/s**	**0,76 m³/s 760 l /s**	**0,07 m³/s 70 l/s**	**0,54 m³/s 540 l/s**	**0,71 m³/s 710 l/s**
Qf 0,5	Fréquence biennale - **Module**	**0,44 m³/s 440 l/s**	**0,48 m³/s 480 l/s**	**1,26 m³/s 1260 l/s**	**0,19 m³/s 190 l/s**	**0,85 m³/s 850 l/s**	**1,01 m³/s 1010 l/s**
Qf 0,8	Fréquence quinquennale de haute eau (5 ans).	**0,59 m³/s 590 l/s**	**0,69 m³/s 690 l/s**	**1,77 m³/s 1770 l/s**	**0,31 m³/s 310 l/s**	**1,16 m³/s 1160 l/s**	**1,31 m³/s 1310 l/s**
Qf 0,9	Fréquence décennale de haute eau (10 ans).	**0,68 m³/s 680 l/s**	**0,80 m³/s 800 l/s**	**2,04 m³/s 2040 l/s**	**0,37 m³/s 370 l/s**	**1,33 m³/s 1330 l/s**	**1,47 m³/s 1470 l/s**

Tableau 7.5 : Fréquences des modules aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Cette variabilité globale des modules entre stations s'illustre également par le coefficient de variation et au coefficient d'immodération (rapport des modules extrêmes).

Les coefficients d'immodération de l'Huitrelle (3,62), du Petit-Morin (3,35) et de la Soude (4,21) sont les plus modérés tandis que ceux de la Superbe (5,38) et de la Coole (6,44) sont plus élevés. Ce type de valeur reste tout de même indicatif d'un régime principalement pluvial (Frécault, 1975). L'Herbissonne présente une valeur d'immodération extrêmement élevée de l'ordre de 11,33 qui peut être expliqué par la faiblesse des écoulements qui tronquent quelque peu les résultats.

Les coefficients de variation relativement élevés comparés à ceux enregistrés dans l'est de la France, s'expliquent essentiellement par la courte période d'observation commune. L'Huitrelle (44%), la Soude (43%) et le Petit-Morin (36%) possèdent les coefficients de variation les plus faibles tandis que la Superbe (48%) et la Coole (52%) sont légèrement plus importants. Le coefficient de variation de l'Herbissonne à Allibaudière de 74% témoigne d'une importante irrégularité des débits sur ce cours d'eau, due sans doute à l'indigence des écoulements.

Toutefois, le Petit-Morin au Thoult-Trosnay possède les valeurs de variabilité les plus faibles alors que plus de la moitié de son bassin-versant (67%) s'inscrit dans des formations tertiaires imperméables plus favorables au ruissellement. Cela traduit le rôle particulièrement important de pondération de la nappe de la craie.

7.2.1.3. Évolution sur la période 2005 – 2013

Afin de relativiser la représentativité de l'abondance globale, il est nécessaire de présenter l'évolution des modules sur la période 2005 – 2013.

Pour caractériser la période commune aux 6 stations la méthode du CUSUM est utilisée (François *et al*, 1993). Les variations interannuelles des modules sont appréciées par la méthode des CUSUM en faisant le rapport des CUSUM et des modules interannuels permettant de dégager des séries hydrologiques sèches et humides.

La période 2005-2013 s'inscrit manifestement dans une série sèche débutée en 2003 mais est précédée par une longue série humide allant de 1993 à 2002 témoignant d'une longue recharge aquifère aboutissant aux crues de nappes des années 2000 – 2001 (Fig. 7.4). La période commune s'avère loin d'être homogène car elle enregistre deux années humides (2007 – 2008) expliquant ainsi les coefficients de variations relativement élevés.

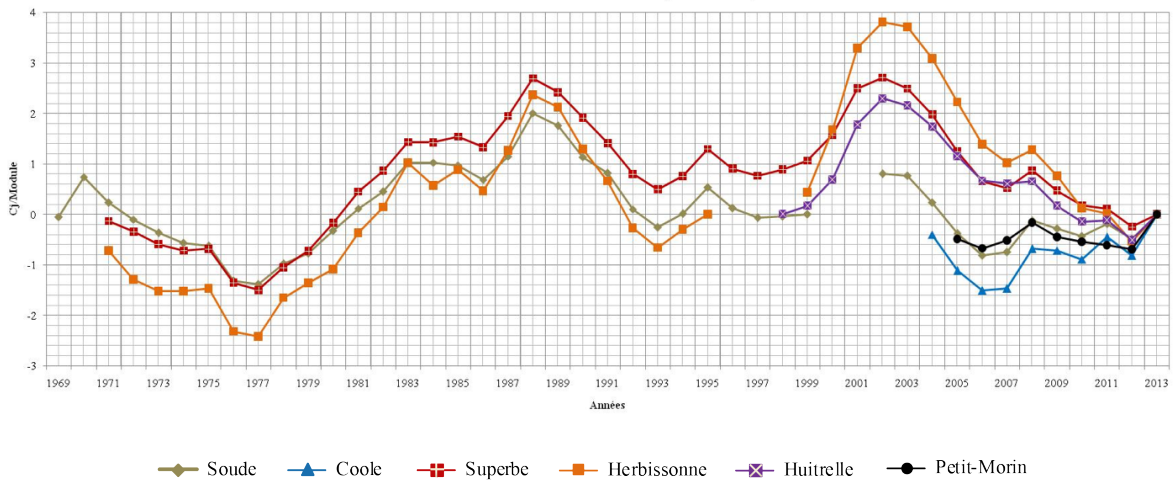


Figure 7.4 : CUSUM des modules aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Le régime interannuel des modules des cours d'eau de l'interfluve Marne/Aube (Fig. 7.5) est plus modéré que celui des précipitations. Toutefois, l'année 2005 possède des valeurs de débits bruts et spécifiques bien en dessous des modules interannuels pour chaque cours d'eau de l'interfluve (Fig. 7.5). La faiblesse des écoulements durant l'année 2005 est due à la longue série pluviométrique sèche (2002 – 2005) qui a pour conséquence une baisse du niveau piézométrique observé à Linthelles et Morains (Fig. 6.13) et par conséquent une alimentation des cours d'eau par la nappe de la craie amoindrie.

On note une certaine inertie de l'abondance moyenne par rapport aux cumuls des précipitations annuelles car les modules les plus importants (2008) clôturent une série humide (2006 – 2008). L'année 2011, exceptionnellement sèche pluviométriquement s'avère abondante hydrologiquement.

Néanmoins, le Petit-Morin présente un régime interannuel moins contrasté souligné par un coefficient de variation faible de 34% et le coefficient d'immodération le plus faible (3,35) de l'interfluve.

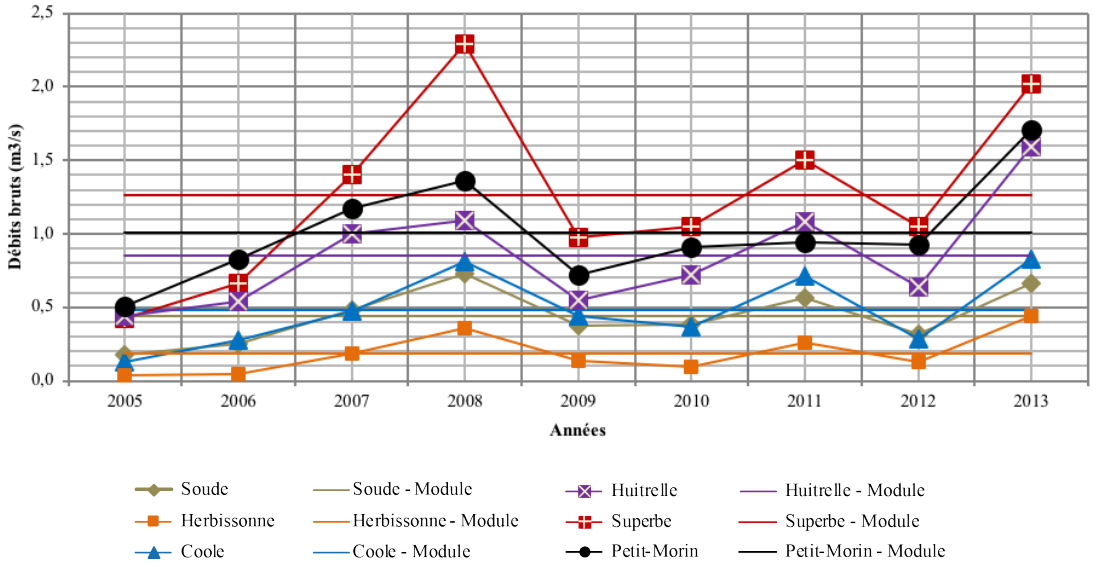


Figure 7.5 : Modules interannuels aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

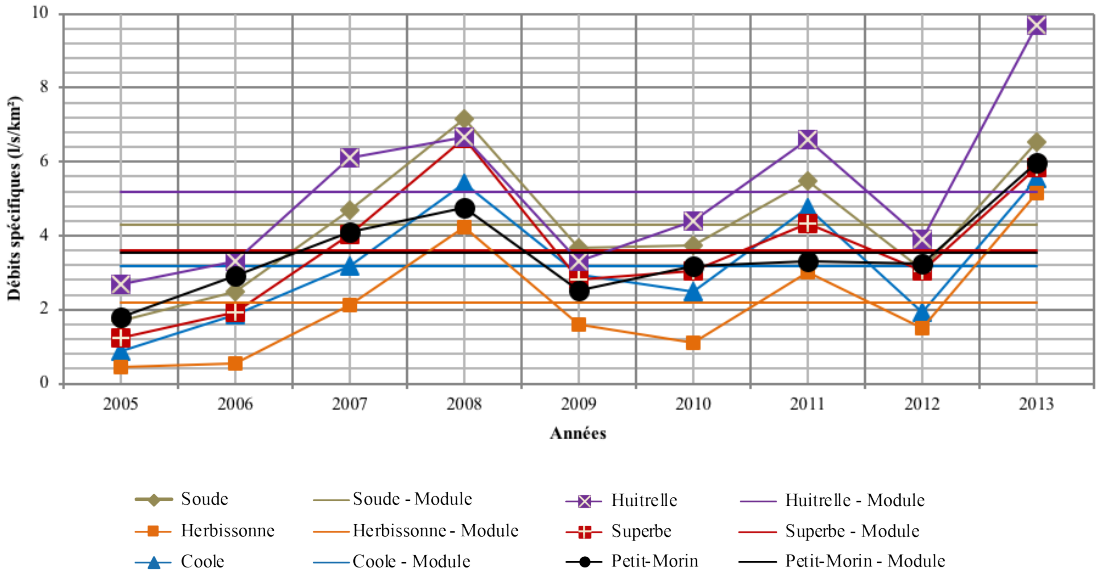


Figure 7.6 : Débits spécifiques interannuels aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

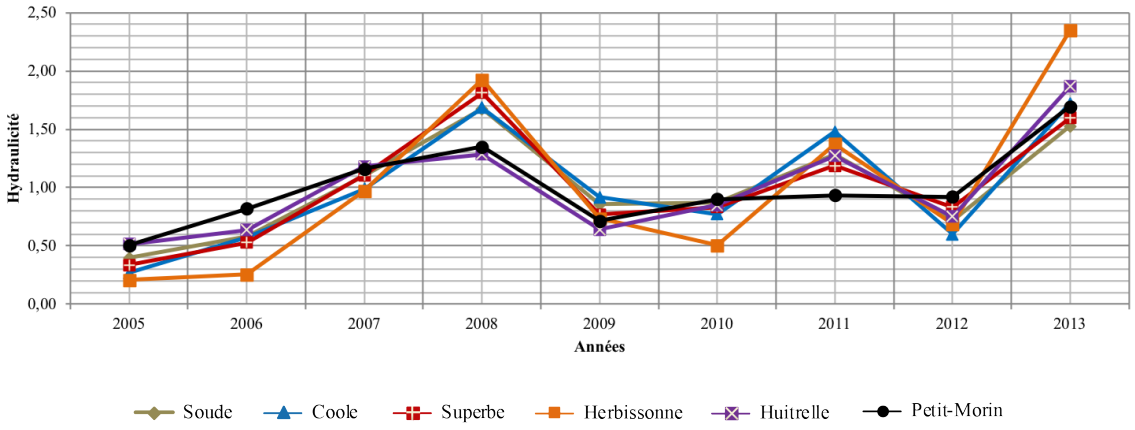


Figure 7.7 : Hydraulicité aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 - 2013).

L'hydraulicité aux stations hydrométriques permet de visualiser que les années 2008, 2011 et 2013 sont des années plus humides, caractérisées par une hydraulicité comprise entre 1 et 2,5 (Fig. 7.7). A l'inverse, des années sèches sont identifiées (2005, 2006, 2009, 2010, 2012) et sont caractérisées par une hydraulicité comprise en 1 et 0,2.

Si l'évolution des modules interannuels paraphrase celle des précipitations, on distingue tout de même que le Petit-Morin présente un régime interannuel bien plus pondéré que les cours d'eau voisins pourtant déjà peu assujettis à une forte variabilité comparée aux autres bassins-versants de l'est de la France. Le lissage interannuel du comportement hydrodynamique assuré par les Marais de Saint-Gond semble vérifié, malgré son inscription dans l'entonnoir de percée cataclinale, qui normalement détermine des apports *via* des cours d'eau anaclinaux provenant des formations tertiaires.

Le régime interannuel cache des variabilités saisonnières mises en évidence par l'étude des régimes hydrologiques.

7.2.2. Les débits mensuels

7.2.2.1. Régimes hydrologiques

Les régimes hydrologiques des cours d'eau de l'interfluve Marne/Aube sont de type pluvial-océanique (Duband *et al,* 2000 ; Pardé, 1963), caractérisés par deux saisons hydrologiques (Fig. 7.8). Ce type de régime n'obéit pas à la répartition des pluies, homogènes tout au long de l'année, mais aux variations thermiques qui commandent les prélèvements évapotranspiratoires. Les écoulements évoluent donc inversement à l'ETR.

- Les hautes-eaux s'inscrivent en saison froide de janvier à mai (juin pour l'Herbissonne et la Coole) avec un maximum en mars à l'exception de l'Huitrelle et du Petit-Morin qui connaissent un maximum au mois de février. Cette période se définit par une recharge hivernale de l'aquifère de la craie permise grâce à la faible évapotranspiration et à des précipitations importantes d'octobre à décembre.

- Les basses-eaux s'inscrivent de juin (juillet pour l'Herbissonne et la Coole) au mois de décembre (novembre pour le Petit-Morin) avec un minimum en septembre pour l'ensemble des cours d'eau (Fig. 7.8). Cette période est caractérisée par une vidange des nappes aquifères assurant un écoulement des rivières jusqu'à l'épisode d'étiage.

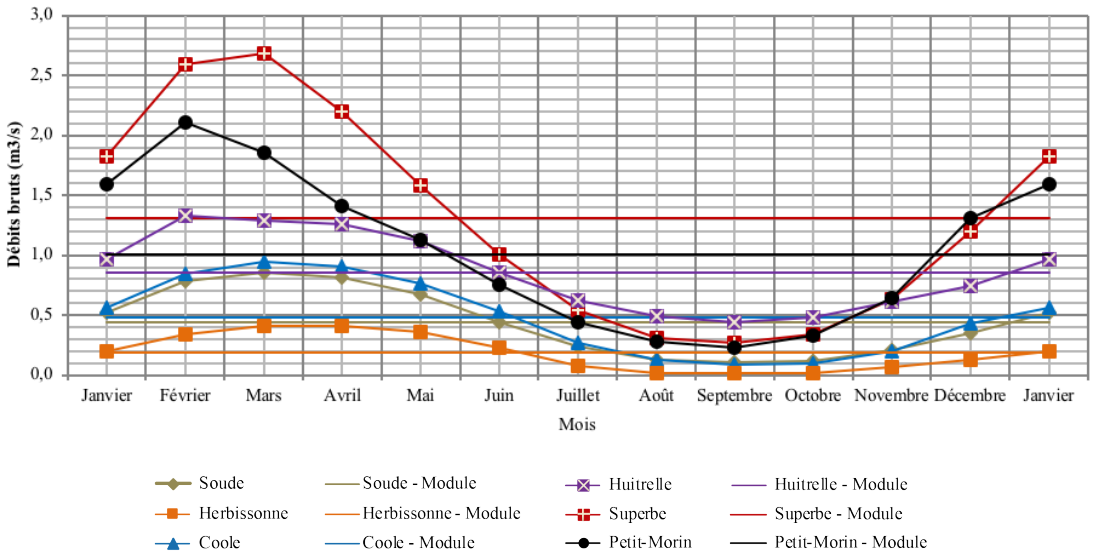


Figure 7.8 : Régimes hydrologiques : Débits moyens mensuels aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

L'ensemble des régimes est remarquablement pondéré puisque le rapport des débits mensuels extrêmes est de l'ordre de 3 pour l'Huitrelle, de 8 à 10 pour la Soude, la Coole, la Superbe et le Petit-Morin. Seule l'Herbissonne possède un régime contrasté qui s'explique par la présence de plusieurs mois en assecs. Cette pondération des régimes est d'autant plus importante qu'elle concerne des bassins-versants de petite taille susceptibles d'être plus réactifs aux précipitations.

Le régime hydrologique du Petit-Morin semble donc aussi peu contrasté que ceux des cours d'eau indigènes à la craie (Coole, Soude, Superbe) malgré l'apport des aquifères perchées dans la partie inférieure du bassin-versant.

Les régimes hydrologiques des débits spécifiques mettent en avant les valeurs plus élevées observés sur l'Huitrelle (5,18 l/s/km²) qui se détachent nettement des autres cours d'eau de l'interfluve (Fig. 7.9). Le Petit-Morin présente également quelques particularités. De janvier à février les débits spécifiques sont identiques à ceux observés sur la Superbe puis la décroissance des débits mensuels semble plus rapide de mars à juin, pour présenter les débits spécifiques mensuels les plus faibles de l'interfluve entre avril et juin. Manifestement, la croissance des débits automnale semble plus rapide sur le Petit-Morin que dans les autres bassins-versants (de novembre à janvier). Par conséquent, le régime hydrologique du Petit-Morin parait à la fois pondéré mais avec des vitesses de tarissement et de recharge plus rapide (Fig. 7.9).

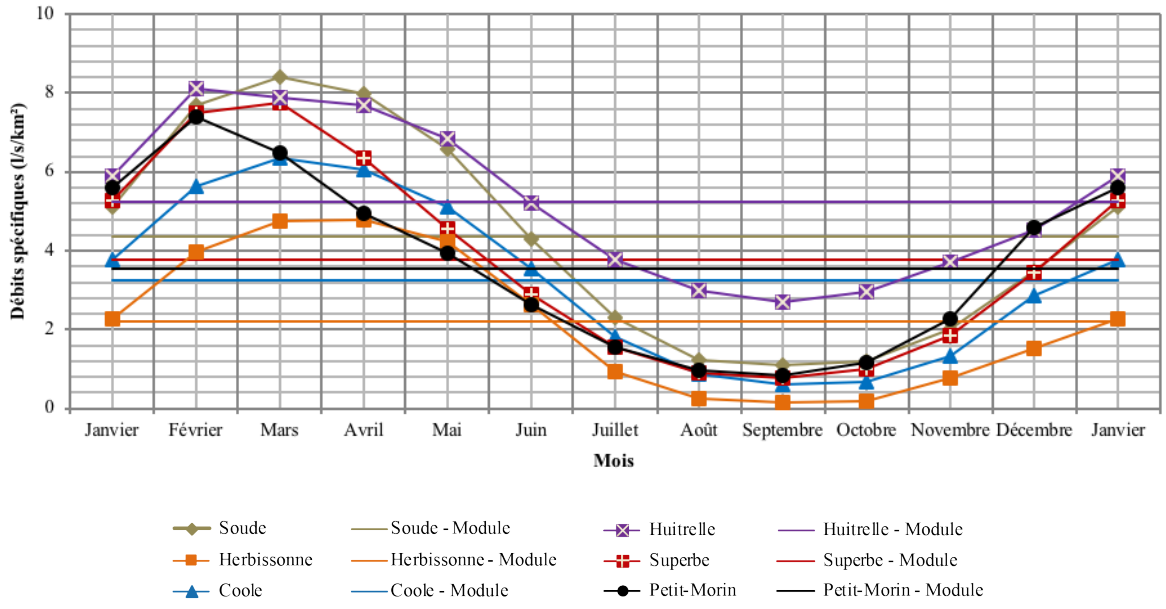


Figure 7.9 : Régimes hydrologiques : Débits spécifiques moyens mensuels aux stations hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

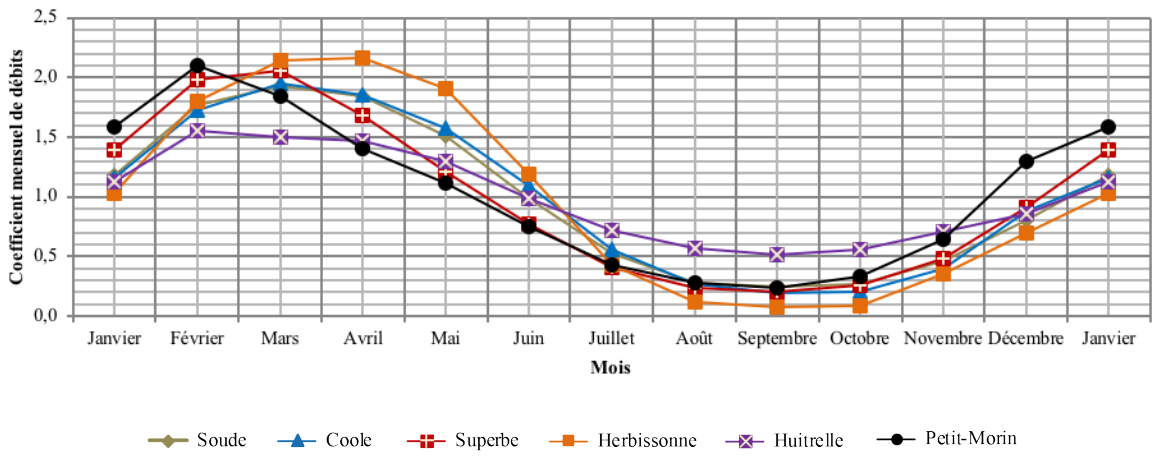


Figure 7.10 : Régimes hydrologiques : Coefficients mensuels de débits aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Les régimes des coefficients de variation interannuelle des débits témoignent d'une variabilité de saison chaude accrue associée à la versatilité des types de temps hormis pour le Petit-Morin (Fig. 7.11). En effet ce dernier présente la plus faible variabilité interannuelle des débits mensuels qui peut s'expliquer par la zone humide des Marais de Saint-Gond qui lisse le comportement hydrodynamique.

Le régime intermittent de l'Herbissonne connaissant des assecs en septembre et octobre détermine une variabilité extrême avec un maximum en novembre de 235 %.

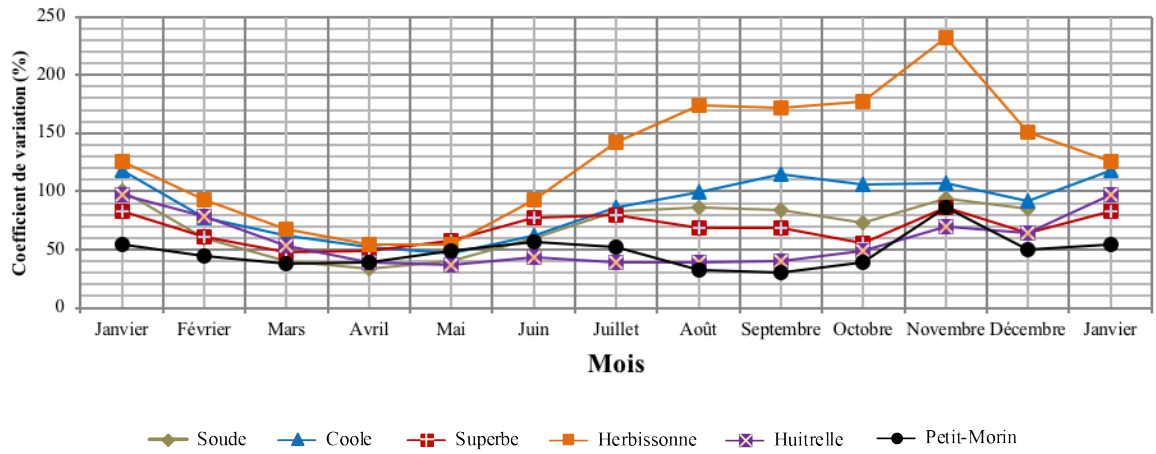


Figure 7.11 : Régimes hydrologiques : Coefficients de variation des débits mensuels aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

7.2.2.2. Fréquences caractéristiques des débits mensuels

Les débits mensuels des rivières sont ajustés à la loi log-normale à 2 paramètres ou loi de Galton afin de définir les fréquences décennales, quinquennales et biennales de hautes-eaux et de basses-eaux sur la période 2005 – 2013. Les débits mensuels dont la valeur était de 0 m^3/s ont été modifiés en 0,001 m^3/s afin de réaliser l'ajustement logarithmique.

Le rapport des débits fréquentiels décennaux secs et humides (Qf 0,9 / Qf 0,1) n'est pas homogène sur l'ensemble de l'interfluve. Ceux de la Soude, de la Superbe, de l'Huitrelle et du Petit-Morin compris entre 5 et 13 illustrent la modération de la variabilité des régimes (Tabl. 7.6). Cette pondération s'explique encore une fois par la perméabilité du substratum qui tempère les irrégularités pluviométriques.

Cours d'eau	**Station hydrométrique**	**(Qf 0,9/Qf 0,1)**
Petit-Morin	Le Thoult-Trosnay	4,96
Soude	Soudron	12,68
Coole	Ecury-sur-Coole	299,41
Huîtrelle	L'Huître	7,74
Herbissonne	Allibaudière	472,34
Superbe	Saint-Saturnin	9,74

Tableau 7.6 : Rapport maximum des débits fréquentiels des stations de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

7.2.2.3. Les débits mensuels classés

Les débits mensuels classés sur la période 2005 – 2013 (108 valeurs) ont été classés par ordre croissant afin d'observer d'éventuelles cassures et de comparer les différents segments (Fig. 7.12). La Coole et l'Herbissonne se détachent de par leur régime intermittent avec de multiples segments de droites illustrant la déconnexion des cours d'eau avec la nappe de la craie une partie de l'année. A l'inverse, les autres cours d'eau indigènes à la craie présentent une allure remarquablement linéaire et plus particulièrement le Petit-Morin (Fig. 7.12). Cela témoigne d'un mode d'alimentation unique associé à la vidange de la nappe de la craie.

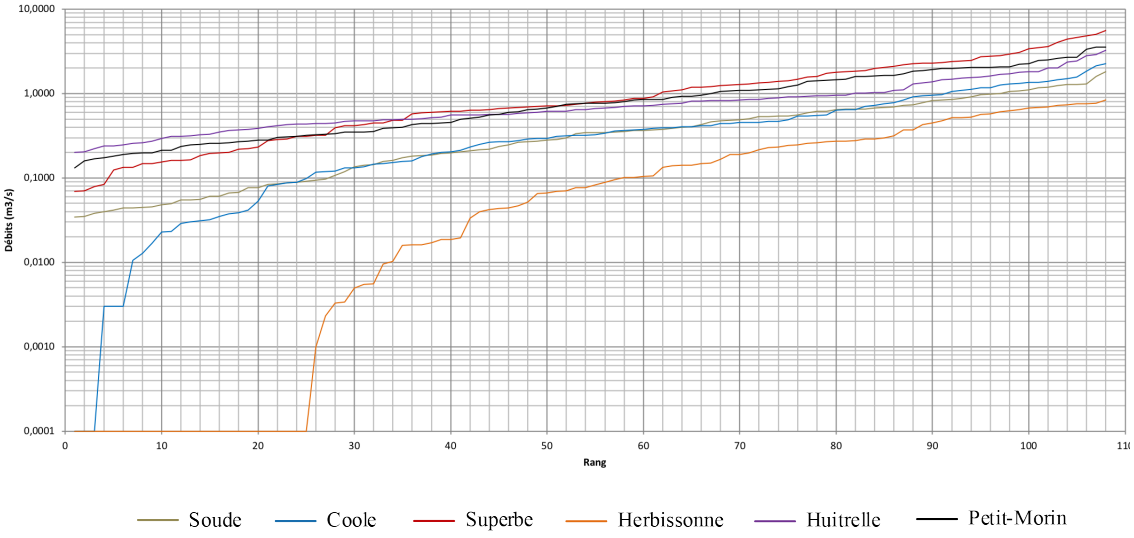


Figure 7.12 : Courbes des débits bruts moyens mensuels classés aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

L'étude des débits annuels et mensuels permet de mieux appréhender le comportement global des cours d'eau de l'interfluve Marne/Aube mais ces débits ne correspondent pas véritablement à une réalité hydrologique. L'étude des débits moyens journaliers permet d'appréhender des épisodes hydrologiques (crues, étiages) composés de phases.

7.2.3. Les débits moyens journaliers

7.2.3.1. Distribution des débits moyens journaliers

Les débits journaliers moyens de la période 2005 – 2013 (19 722 valeurs pour les 6 stations) ont été classés afin d'étudier leur distribution ainsi que la courbe des débits classés. Des classes de débits de 0,15 m^3/s d'amplitude ont été appliquées (Fig. 7.13). Cependant, pour pouvoir comparer les cours d'eau entre eux, il faut s'intéresser aux débits spécifiques. Ainsi, des classes de 1 $l/s/km^2$ d'amplitude ont également été réalisées (Fig. 7.14).
La distribution des débits moyens journaliers de l'Herbissonne témoigne de l'indigence des écoulements de ce cours d'eau (60% des débits sont compris entre 0 et 0,15 m^3/s).

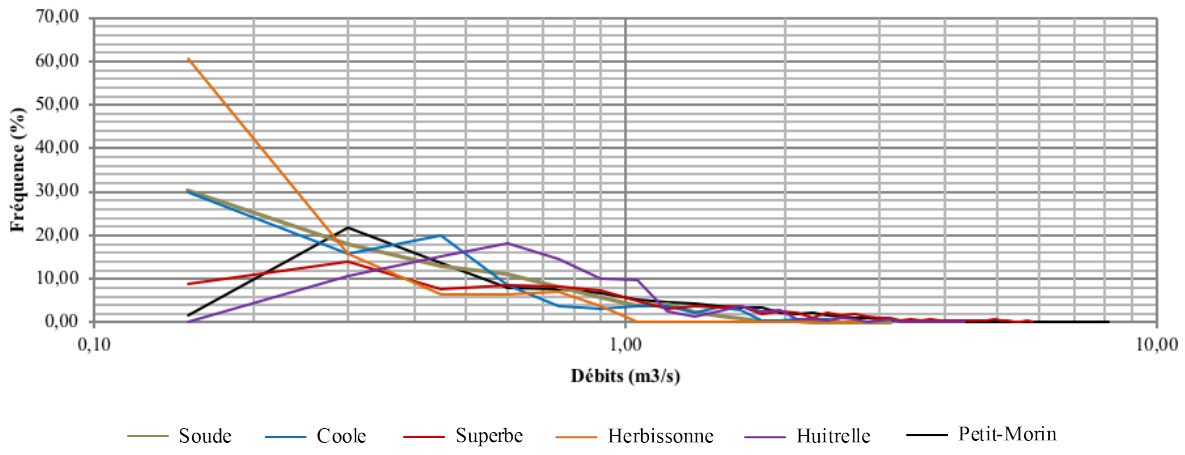


Figure 7.13 : Distribution des débits moyens journaliers (m^3/s) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Le mode statistique des débits moyens journaliers caractérise le débit journalier le plus représenté sur la période et correspond à un débit d'étiage (Arts et Sary, 2000 ; Devos, 2010 ; Lang, 2016). Il est logiquement le plus faible sur l'Herbissonne qui connait un assec régulier. La distribution de l'Huitrelle parait la plus étalée et la plus centrée avec les débits modaux spécifiques les plus importants (3-4 $l/s/km^2$), ce qui témoigne d'un important soutien de la nappe de la craie et d'une grande homogénéité dans le comportement hydrodynamique du cours d'eau. Le Petit-Morin représente une distribution très lissée et plus biaisée que l'Huitrelle avec des débits modaux compris entre 1 et 2 $l/s/km^2$ sans véritable mode secondaire, témoignant de la très faible récurrence des débits de crues ruisselantes, ce qui semble paradoxale pour une rivière en tête de bassin.

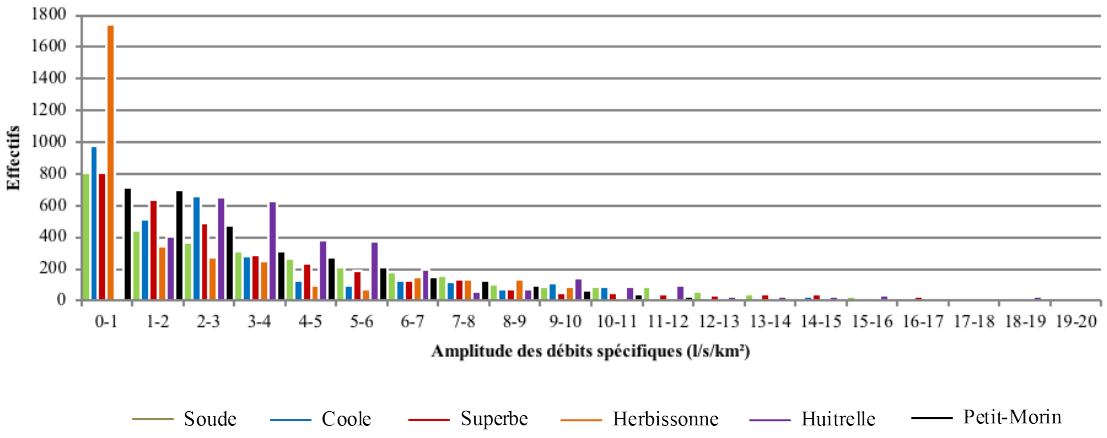


Figure 7.14 : Effectifs par classe d'amplitude des débits spécifiques de 1$l/s/km^2$ aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Cours d'eau	Station hydrométrique	Module (m^3/s)	Mode (m^3/s)	Module/Mode
Petit-Morin	Le Thoult-Trosnay	1,01	0,451	2,2
Soude	Soudron	0,44	0,186	2,3
Coole	Ecury-sur-Coole	0,48	0,166	2,9
Huîtrelle	L'Huître	0,85	0,536	2,3
Herbissonne	Allibaudière	0,19	0,008	23,5
Superbe	Saint-Saturnin	1,26	0,536	2,3

Tableau 7.7 : Rapport entre le module et le mode en m3/s aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

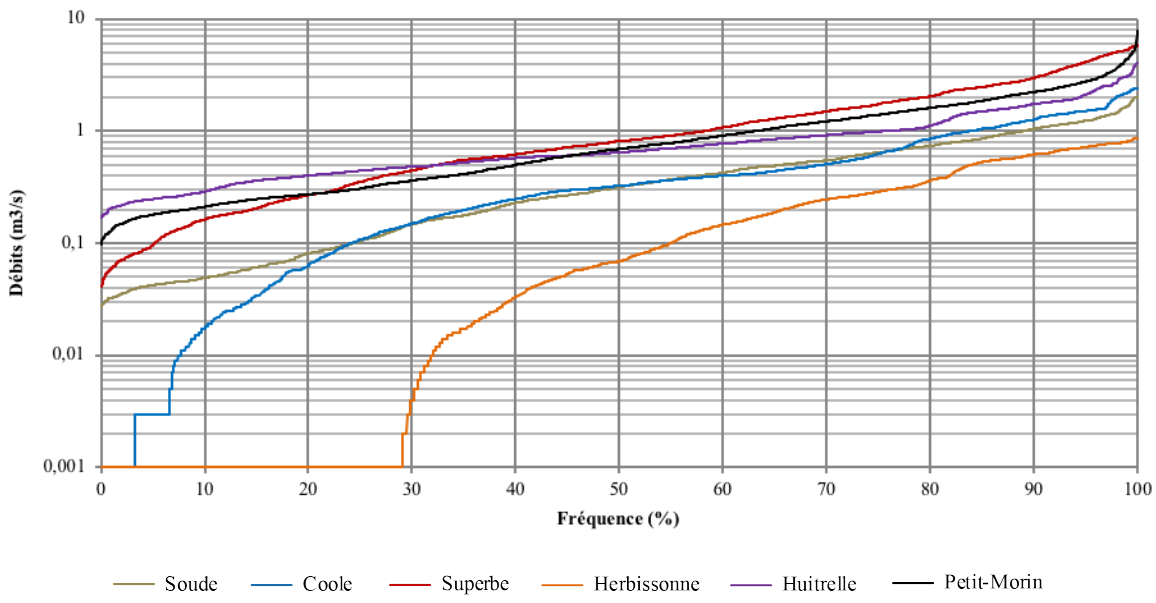


Figure 7.15 : Courbes des débits journaliers classés aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Les courbes des débits journaliers classés aux 6 stations de l'interfluve, permettent de dissocier l'Herbisonne et la Coole qui connaissent des écoulements indigents en période d'étiage déterminant ainsi des courbes convexes (Fig. 7.15). Pour les 4 autres cours d'eau, les courbes sont remarquablement linéaires, traduisant une alimentation unaire (vidange aquifère) avec des

épisodes de crues « ruisselantes » exceptionnellement rares (au-delà de la fréquence 97%). Les segments concaves associés aux crues semblent logiquement plus marqués au niveau de Thoult-Trosnay (Petit-Morin). En effet, dans la partie inférieure du bassin-versant du Petit-Morin, les formations tertiaires, plus imperméables et les pentes plus fortes favorisent le ruissellement.

7.2.4. Les basses eaux et les épisodes d'étiage

7.2.4.1. Les débits fréquentiels à partir de la courbe des débits classés

Les débits fréquentiels ou débits caractéristiques sont issus directement de la courbe des débits classés et ne subissent pas d'ajustement statistique. Cette analyse permet d'identifier rapidement différentes valeurs correspondant aux débits fréquentiels :

- L'étiage absolu correspondant au débit le plus bas du cours d'eau
- Le Débit Caractéristique d'Étiage (DCE) qui est le débit égalé ou non dépassé 10 jours par an.
- Les DC_{11}, DC_9, DC_6 correspondent aux débits caractéristiques de durée 11, 9 et 6 mois soit dépassés de 335, 274 et 182 jours.

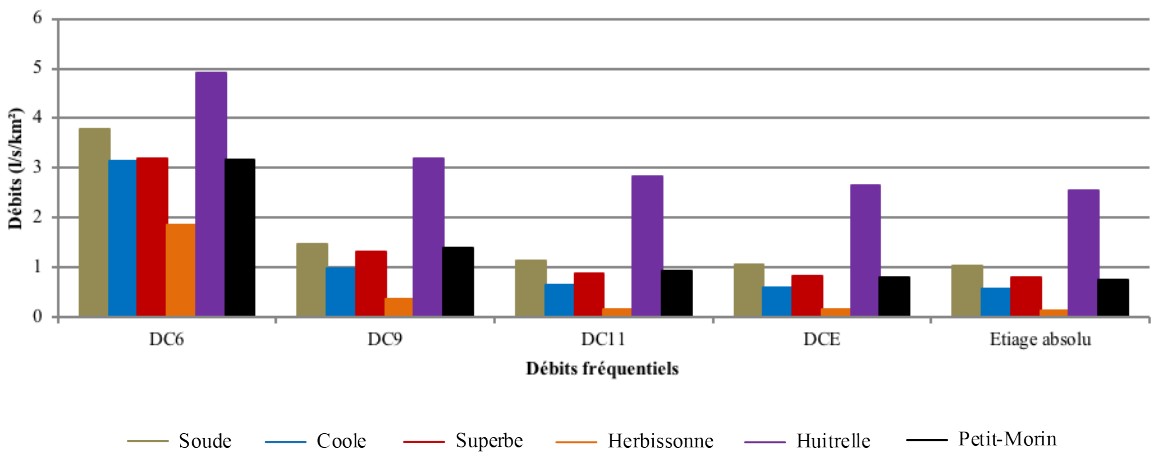


Figure 7.16 : Débits caractéristiques d'étiages (l/s/km²) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

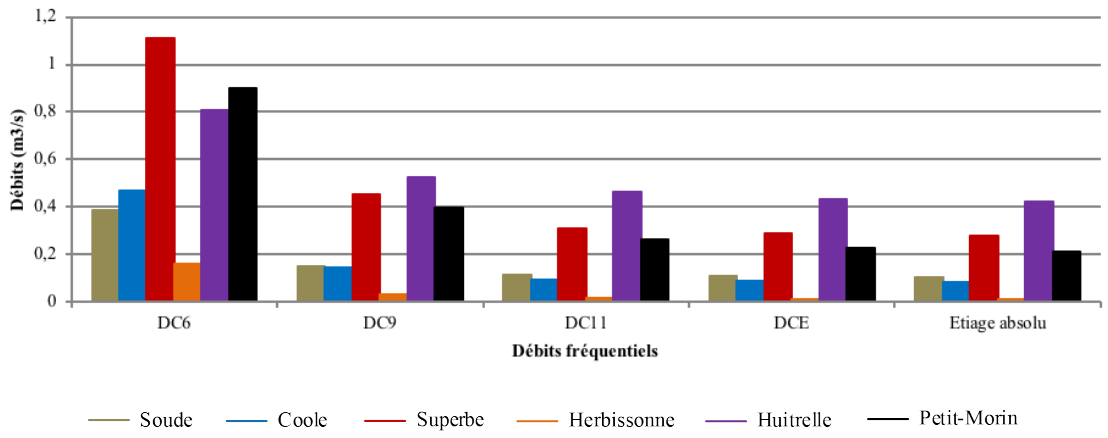


Figure 7.17 : Débits caractéristiques d'étiages (m^3/s) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Les valeurs des débits aux stations semblent à priori contrastées pour une même situation hydrologique caractéristique puisque les débits spécifiques sont compris entre 2 et 5 $l/s/km^2$ pour le DC6. Toutefois, cette apparente hétérogénéité ne concerne que l'Herbissonne et l'Huitrelle car les autres cours d'eau présentent des débits similaires (Fig. 7.16-17). L'Herbissonne, marquée par des périodes d'assecs présente systématiquement les plus faibles valeurs à l'inverse de l'Huitrelle qui connait les débits spécifiques les plus importants de l'interfluve, quel que soit le débit caractéristique.

Concernant les débits de basses-eaux, de DC9 à l'étiage absolu, les débits bruts et spécifiques sont remarquablement proches pour un même cours d'eau, soulignant d'une part un soutien continu de la nappe de la craie et d'autre part d'une alimentation unaire.

7.2.4.2. Les débits moyens mensuels le plus bas (QMNA)

Le débit moyen mensuel minimal, appelé plus communément QMNA est une grandeur de l'étiage facile à extraire car il consiste à regarder sur une année quel débit mensuel est le plus bas.

Sur l'interfluve Marne/Aube et sur la période 2005 – 2013, les débits les plus bas des cours d'eau sont enregistrés le plus fréquemment au mois de septembre et d'octobre avec des fréquences de récurrence respectives de 35 % et 27 % suivi par le mois d'aout (16 %) (Fig. 7.18).

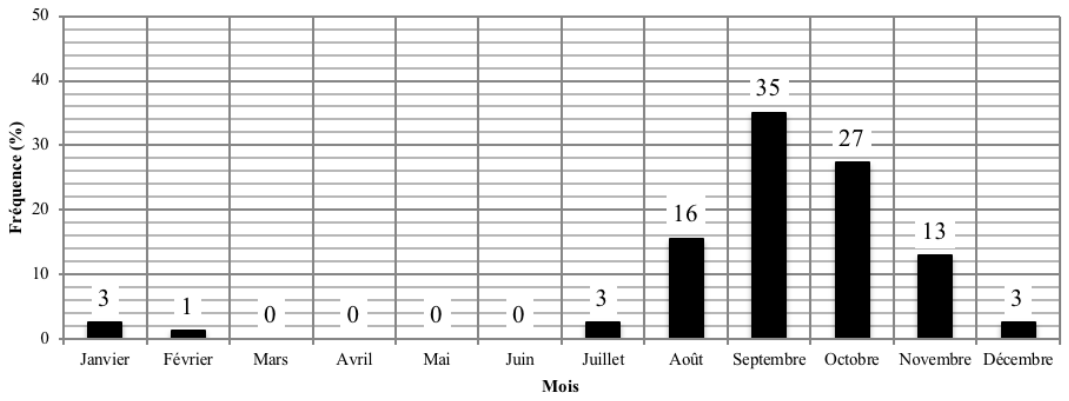


Figure 7.18 : Fréquence de récurrence du QMNA sur l'ensemble des stations de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Ce graphique peut toutefois être plus précis en s'intéressant au QMNA de toutes les stations hydrométriques (Fig. 7.19). Le QMNA le plus fréquent de la Soude, de la Coole, de la Superbe et de l'Herbissonne est au mois d'octobre dont les fréquences sont légèrement supérieures au mois de septembre. L'Huitrelle présente plutôt des fréquences au mois de septembre et novembre tandis que le Petit-Morin a presque exclusivement des QMNA en septembre avec plus de 80% de fréquence de récurrence ce qui confirme la faible variabilité interannuelle des débits mensuels du cours d'eau.

Un cours d'eau peut cependant présenter plusieurs QMNA durant une année comme pour l'Herbissonne qui possède en 2005 et en 2009, 5 mois consécutifs d'assecs (d'août à septembre).

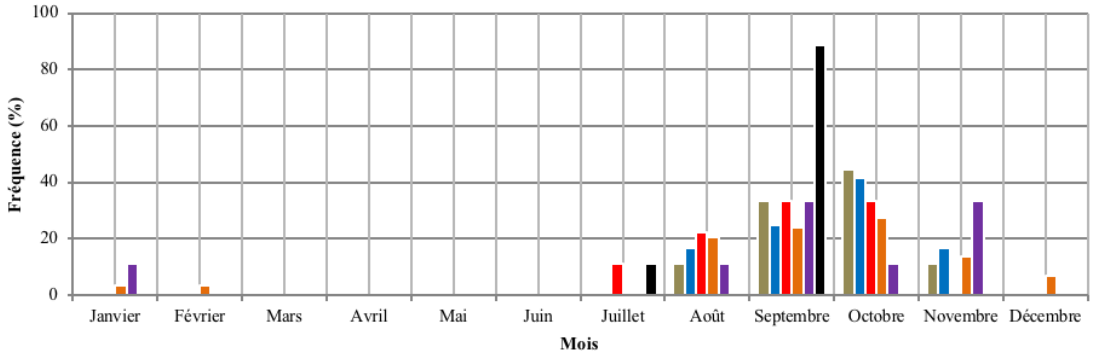


Figure 7.19 : Fréquence de récurrence du QMNA aux stations de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Fréquence QMNA	Soude		Coole		Superbe		Herbissonne		Huitrelle		Petit-Morin	
	m^3/s^{-1}	*$l/s^{-1}/km^2$*	m^3/s^{-1}	*$l/s^{-1}/km^2$*	m^3/s^{-1}	*$l/s^{-1}/km^2$*	m^3/s^{-1}	*$l/s^{-1}/km^2$*	m^3/s^{-1}	*$l/s^{-1}/km^2$*	m^3/s^{-1}	*$l/s^{-1}/km^2$*
0,1	0,03	*0,26*	0,00	*0,02*	0,07	*0,21*	0,00	*0,00*	0,19	*1,18*	0,14	*0,49*
0,2	0,04	*0,37*	0,01	*0,04*	0,10	*0,29*	0,00	*0,01*	0,24	*1,44*	0,16	*0,57*
0,5	0,07	*0,71*	0,03	*0,18*	0,19	*0,54*	0,00	*0,04*	0,35	*2,14*	0,21	*0,75*
0,8	0,14	*1,36*	0,13	*0,84*	0,34	*0,99*	0,01	*0,17*	0,52	*3,16*	0,28	*1,00*
0,9	0,20	*1,92*	0,29	*1,92*	0,47	*1,36*	0,003	*0,37*	0,64	*3,89*	0,33	*1,16*

Tableau 7.8 : Tableau des fréquences de QMNA aux stations de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

7.2.4.3. L'indice d'écoulement de base (IEB)

Le rôle de soutien des nappes dans la construction des écoulements s'illustre à merveille en Champagne crayeuse. En effet, on observe une densité de drainage très faible (0,39 km/km²) induite en grande partie par l'infiltration et la rareté des sources. Les cours d'eau de la région sont donc des cours d'eau drainant la nappe de la craie et par conséquent, leurs écoulements dépendent de l'état des réserves aquifères.

Une méthode de séparation des hydrogrammes fondée sur les courbes séquences permet d'estimer les Indices d'Écoulement de Base (IEB) qui expriment le ratio du volume de l'apport de nappe sur le volume total écoulé. Comme durant les périodes de tarissement, le débit des cours d'eau correspond par définition uniquement à du débit de nappe, le tracé du débit de base peut alors s'appuyer sur les courbes séquences (Lang, 2007). La méthode consiste donc à décomposer les hydrogrammes sur l'analyse préalable des tarissements. L'objectif est de retenir l'ensemble des débits représentant l'écoulement de base (élimination de la part du ruissellement) sans imposer de durée minimum aux phases (*via* un algorithme). Ces débits constituent ensuite les points d'ancrage pour le tracé du débit de base, obtenu par interpolation linéaire (Fig. 7.20)

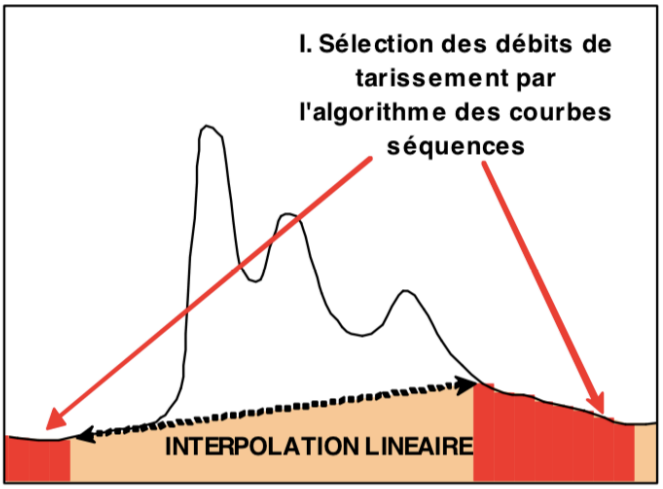


Figure 7.20 : Exemple de séparation des écoulements (Lang, 2007).

Cette méthode de séparation des écoulements ne permet pas de déterminer avec certitude l'origine des eaux car plusieurs nappes peuvent assurer le débit du cours d'eau en phase de tarissement mais cette dernière permet de repérer les écoulements rapides liés aux épisodes pluvieux (ruissellement) (Lang, 2007). Il existe d'autres méthodes de séparation des écoulements plus précises mais plus longues à mettre en place (Chapman, 1999). La méthode choisie présente l'avantage d'être plus simple et plus rapide à mettre en place et l'analyse préalable des tarissements garantit la bonne qualité des données de référence.

Les IEB calculés aux stations hydrométriques des cours d'eau indigènes de l'auréole de la craie (Retourne, Suippes, Vesle) sont généralement compris entre 75 % et 80 % (Devos *et al*, 2007). Cet indice diminue légèrement dans les entonnoirs de percée cataclinales avec les apports latéraux des cours d'eau issus de la couverture éocène à l'image de la Vesle entre Saint-Brice et Châlons-sur-Vesle. Les pentes importantes des versants et de la côte d'Île-de-France favorisent le ruissellement, toutefois ces écoulements bien réactifs aux précipitations restent indigents voire endoréiques en se perdant dans la craie. A la différence du plateau picard, la couverture d'argiles à silex n'existe pas en Champagne et par conséquent réduit les effets du ruissellement.

Les valeurs d'IEB calculées sur des cours d'eau de l'interfluve Marne/Aube présentent de valeurs élevées (Fig. 7.9). Ces valeurs importantes s'expliquent par la nature du substrat crayeux et illustrent le fait que l'ensemble des cours d'eau sont alimentés en grande partie par la nappe de la craie. L'organisation du réseau de drainage obéit à la variation de la zone saturée de l'aquifère, donc de l'état piézométrique. Plus la charge de la nappe est importante, plus le

réseau hydrographique sera dense. Cela pose un véritable problème en fin de périodes successivement humides (1976, 2001) causant des inondations (crues de nappes) qui peuvent durer plusieurs semaines et affecter les fonds de vallées et les caves de Champagne (Bonnard, 2009).

Cours d'eau	**Station hydrométrique**	**IEB (%)**
Petit-Morin	Le Thoult-Trosnay	66
Coole	Ecury-sur-Coole	81
Huîtrelle	L'Huître	81
Superbe	Saint-Saturnin	83

Tableau 7.9 : Valeurs de l'indice d'écoulement de base (IEB) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013).

Afin de relativiser les valeurs d'IEB obtenues sur l'interfluve, une comparaison avec des valeurs obtenues sur des cours d'eau s'écoulant sur des formations géologiques différentes, avec des perméabilités différentes, est réalisée (Fig. 7.21).

Des cours d'eau comme la Nied ou l'Orne qui s'écoulent principalement sur des formations argileuses présentent des valeurs d'IEB faibles comprises entre 17 % et 33 %, la nature du substrat ne permettant pas une alimentation par des nappes mais plutôt par du ruissellement.
Au niveau du socle vosgien constitué essentiellement de granites, de gneiss ou encore de schistes les valeurs sont comprises entre 39 % et 55 % et illustrent la nature peu perméable du substrat. Toutefois, de petites nappes situées au niveau des zones de fracturation et des arènes granitiques assurent une part de l'alimentation des cours d'eau. Les cours d'eau en milieu calcaires présentent des valeurs d'IEB comprises entre 36 % et 58 %. Cette gamme de valeur assez large illustre l'anisotropie des aquifères calcaires du Tithonien, de l'Oxfordien et du Kimméridgien inférieur (nappe calcaire fissurale ou aquifère karstique anisotrope). Dans les grès du Trias les valeurs sont plus importantes, comprises entre 50 % et 67 % et témoignent du bon soutien de la nappe des grès du Trias en Lorraine et dans les Vosges. En Champagne crayeuse, les indices d'écoulements de base se situent autour de 80 % à l'exception de la Vesle à Châlons-sur-Vesle (75 %) et du Petit-Morin (66 %). On remarque que ce sont les cours d'eau

indigènes à la craie qui possèdent les valeurs d'IEB les plus importantes (partie amont de la Vesle, la Superbe, l'Huîtrelle, la Coole) et par conséquent que l'essentiel de l'alimentation en eau des cours d'eau se fait via la nappe de la craie et que l'impact du ruissellement est largement réduit par la nature filtrante du substrat crayeux. En revanche, pour le Petit-Morin à Thoult-Trosnay ou la Vesle à Châlons-sur-Vesle, l'indice plus faible s'explique par le fait que les bassins-versants de ces deux cours d'eau ne sont pas exclusivement indigènes à la craie et qu'une partie de ce dernier est constitué de formations tertiaires (argiles et marnes) qui constituent la côte d 'Île-de-France. Le positionnement au niveau d'un entonnoir de percée cataclinale du Petit-Morin et de la Vesle favorise donc le ruissellement qui possède une part plus importante dans le soutien en eau de ces cours d'eau.

La diversité géologique des milieux caractérisant l'est de la France induit trois catégories de cours d'eau définis par Pardé (1963). On retrouve « les cours d'eau à alimentation souterraine faible, inférieur à 30%, les cours d'eau à alimentation souterraine assez forte, de 30 à 50%, les cours d'eau à alimentation souterraine très forte ou formidable, de 50 à 90 ».

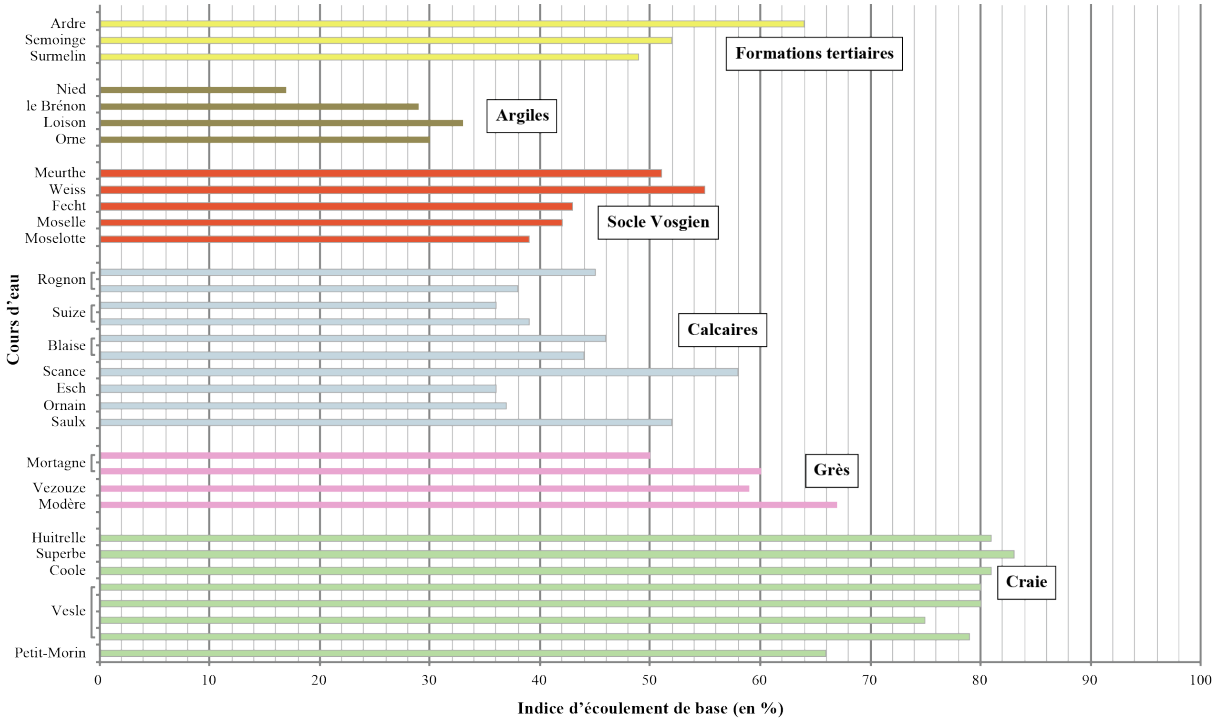


Figure 7.21 : Valeurs de l'indice d'écoulement de base (IEB) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube et comparaison avec d'autres valeurs d'IEB en fonction du substrat (2005 – 2013).

L'alimentation en eau du Petit-Morin et des Marais de Saint-Gond est donc assurée majoritairement par l'apport de nappes d'eau souterraines (IEB = 66%) mais également par le ruissellement provenant de la côte d'Île-de-France. Pour discriminer de manière plus précise les différents apports en eau il est nécessaire de passer à une échelle plus fine. La réalisation de mesures sérielles sur l'ensemble du bassin-versant des Marais de Saint-Gond via la délimitation et la mesure de 29 sous bassins-versants élémentaires est donc nécessaire.

Conclusion du chapitre 7

L'interfluve Marne/Aube possède un réseau hydrographique relativement peu développé où l'on retrouve des cours d'eau avec des régimes hydrologiques pondérés qui profitent d'un bon soutien de la nappe de la craie. On remarque également de par la nature du substrat une quasi absence de ruissèlement sur l'ensemble de l'interfluve. De plus, l'ensemble des cours d'eau possèdent une efficacité hydrologique faible avec des lames d'eau équivalentes inférieures à 150 mm pour la plupart. Toutefois, il existe des contrastes entre les bassins-versants car malgré un substrat crayeux commun, on observe des rendements hydrologiques (l/s/km^2) qui vont du simple au double (Huîtrelle : 5,2 l/s/km^2 / Herbissonne : 2,2 l/s/km^2). On remarque également qu'il existe des bassins-versants avec des bilans hydrologiques largement déficitaires comme le Petit-Morin ou la Superbe et d'autres quasiment à l'équilibre comme la Soude et l'Huîtrelle. On enregistre également pour quelques cours d'eau une déconnexion avec la nappe une partie de l'année qui semble illustrer un comportement hydrodynamique typique de cours d'eau perchés ou colmatés et à l'inverse on distingue des cours d'eau soutenus par la nappe de la craie avec une variabilité interannuelle des débits faible et des régimes hydrologiques pondérés (Huîtrelle). Dans un même milieu et dans un contexte climatique identique on distingue tout de même des comportements hydrodynamiques différents entre les bassins-versants ce qui induit sans doute des transferts de masses d'eau entre ces bassins-versants.

Le bassin-versant du Petit-Morin est analysé grâce à la station hydrométrique du Thoult-Trosnay mais cette dernière s'inscrit en aval de la zone humide des Marais de Saint-Gond ce qui lisse considérablement les éventuelles originalités du comportement hydrodynamique du Petit-Morin dans ce secteur. En effet, l'analyse à la station hydrométrique intègre l'ensemble des modalités d'écoulement du bassin-versant des marais (nappe de la craie, nappes perchés tertiaires, ruissellement endoréïque) et cela rend impossible l'étude de l'impact de la zone humide sur le Petit-Morin. Il est donc nécessaire de réaliser des campagnes de mesures sérielles (spatialisation des débits) à l'échelle des bassins-versants de l'interfluve afin d'une part d'identifier le comportement hydrologique de la zone humide des Marais de Saint-Gond mais également d'identifier celui des bassins-versants annexes afin de mettre en évidence d'éventuels transferts de masses d'eau. De plus, cette méthode permet de pallier le manque de stations hydrométriques dans le bassin-versant de la Somme-Soude.

Chapitre 8 : Spatialisation des débits du bassin-versant des Marais de Saint-Gond

L'analyse aux stations hydrométriques a permis de quantifier les écoulements à l'échelle du bassin-versant du Petit-Morin au Thoult-Trosnay. Si celui-ci se caractérise par un bilan hydrologique déficitaire (-162 mm) et une efficacité hydrologique faible (lame d'eau : 112 mm), il est également caractérisé par un comportement hydrodynamique marqué par un soutien important de la nappe de la craie qui offre des valeurs de variabilité interannuelles et mensuelles relativement faibles. Toutefois, cette analyse tend à lisser considérablement le comportement hydrologique du Petit-Morin et n'offre pas de véritables informations sur les écoulements au sein de la zone humide des Marais de Saint-Gond. Il est donc nécessaire de quantifier et de spatialiser les écoulements sur l'ensemble du bassin-versant via des campagnes de mesures sérielles.

Dans un premier temps, le réseau de mesure de l'ensemble du bassin-versant des Marais de Saint-Gond est présenté ainsi que les différentes méthodes utilisées. Par la suite, les résultats obtenus sont mis en valeur par des profils hydrologiques (débits bruts, débits spécifiques, conductivités et températures) et une cartographie des paramètres physico-chimiques et des rendements spécifiques hydrologiques. L'ensemble de ces résultats permet par la suite d'identifier les différents modes d'alimentation du bassin-versant des Marais de Saint-Gond.

8.1. Méthodologie de travail

8.1.1. Présentation du réseau de mesures et des bassins-versants élémentaires

Afin de mettre en évidence l'hétérogénéité spatiale potentielle des conditions d'écoulements de la zone humide, le bassin-versant des Marais de Saint-Gond est divisé en 29 bassins-versants élémentaires (Fig. 8.1). Le réseau de surveillance est constitué de 9 points de mesures sur le drain principal (Petit-Morin) et de 20 points sur les différents affluents de rives gauche (Ruisseau des Suisses, Ruisseau du Moulin, Ruisseau de l'Homme Blanc) et droite du cours d'eau (Ruisseau de Coligny, Ruisseau des Moulins, Ruisseau du Cubersault, Ruisseau du Bonon, Ruisseau de Maurupt, Ruisseau aux Renard). La surface moyenne des bassins élémentaires est de 10 km^2 conformément au protocole d'analyse de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (Devos, 1996).

Le bassin-versant étudié est délimité à l'aval par le point de mesure PM9, situé au Thoult-Trosnay où se trouve la station hydrométrique. Ceci permet de comparer les mesures sérielles réalisées avec les données enregistrées à la station hydrométrique. Si le point de mesures PM7 constitue l'exutoire des Marais de Saint-Gond, PM8 et PM9 enregistrent les écoulements provenant de la zone humide mais également de plusieurs affluents situés dans les formations tertiaires (Fig. 8.1). Le point de mesure PM1 constitue la source du Petit-Morin.

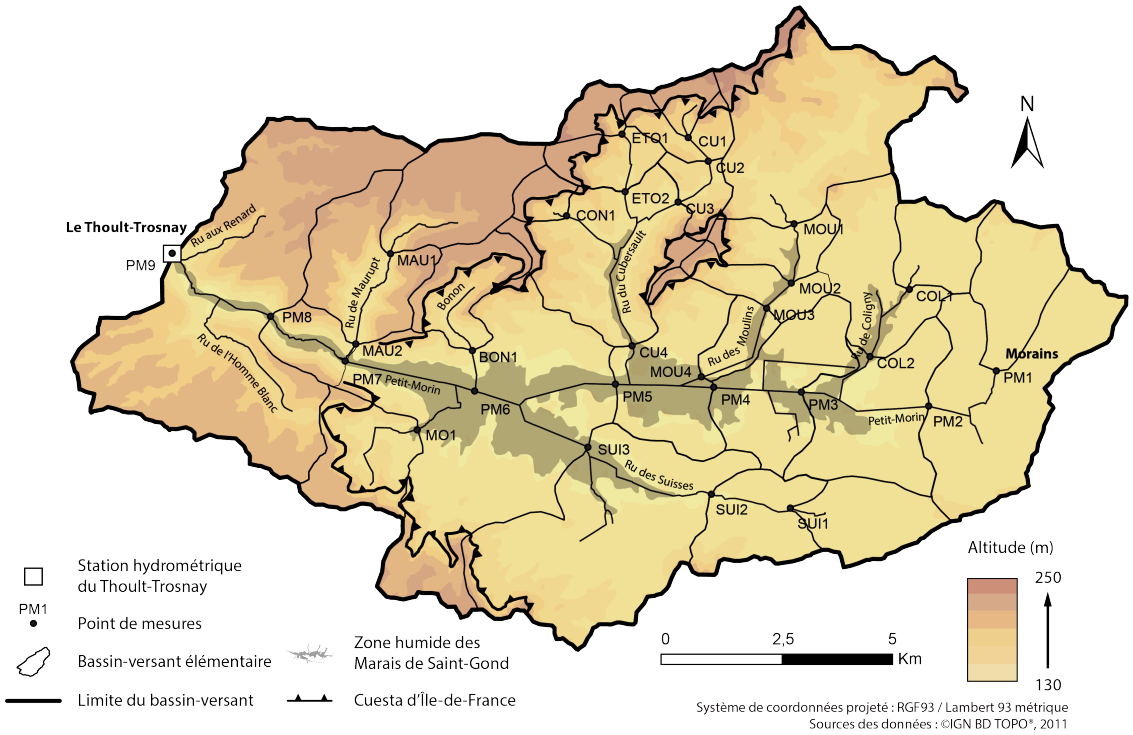


Figure 8.1 : Cartographie de l'instrumentation du bassin-versant des Marais de Saint-Gond.

8.1.2. Présentation des campagnes de mesures

Six campagnes de mesures sérielles des débits et 7 campagnes de mesures des paramètres physico-chimiques ont été réalisées. Deux campagnes de mesures des débits datant de 1999 – 2000 ont été redépouillées dans le cadre de la thèse de F. Salaün, malheureusement non aboutie (Salaün, 2000). La campagne du 6 janvier 2015 n'a pas pu faire l'objet de mesures de débits à la suite d'un dysfonctionnement de l'appareil de mesure.

L'ensemble des campagnes de mesures ont été réalisées en situations hydrologiques stabilisées de basses eaux et de hautes eaux, non influencées par des ruissellements et qui permettent d'apprécier les débits de la vidange aquifère (Lejeune et Devos, 2004) (Tabl. 8.1). Les campagnes en périodes de hautes eaux sont plus nombreuses (4 campagnes) que celles de basses eaux (2 campagnes) et une campagne a été réalisée dans des conditions hydrologiques proche du module qui est de 1,01 m^3/s^{-1} au Thoult-Trosnay.

Date des mesures	Débit brut au Thoult-Trosnay (m^3/s)	Situation hydrologique	% par rapport au module	QMNA de fréquence $^{1/2}$
20 octobre 1999	0,52	Stabilisée de basses eaux	0,51	0,21
15 juin 2000	0,98	Stabilisée proche du module	0,97	0,21
6 janvier 2015	2,30	Stabilisée de hautes eaux	2,28	0,21
11 février 2015	2,20	Stabilisée de hautes eaux	2,18	0,21
15 avril 2015	1,60	Stabilisée de hautes eaux	1,58	0,21
20 juillet 2016	1,15	Stabilisée de basses eaux	1,14	0,21
1 décembre 2016	0,65	Stabilisée de basses eaux	0,64	0,21

Tableau 8.1 : Situation hydrologique des campagnes de jaugeage.

Certains vannages étant potentiellement fermés durant les plus basses eaux (août, septembre), aucune campagne de mesures n'a pu être réalisée au cours de cette période. Par conséquent, le débit des campagnes de mesures au titre des QMNA est systématiquement supérieur au QMNA de fréquence $^{1/2}$ (0,21 m^3/s^{-1}).

Les paramètres physico-chimiques mesurés à l'aide d'une sonde multi-paramètres WTW-330i sont la conductivité à 25°C exprimée en micro-siemens par centimètres ($\mu S.cm^{-1}$) et la température (°C). Ces paramètres discriminent les eaux de nappes plus minéralisées et thermiquement plus homogènes des eaux de ruissellement. La conductivité reflète la minéralisation totale de l'eau qui évolue en fonction de l'aquifère traversé, du temps de résidence ou des échanges nappe-rivière (Lejeune et Devos, 2004). Une rivière infiltrante se caractérise par une décroissance spatiale (de l'amont vers l'aval) de la conductivité ; à l'inverse une rivière recoupant une zone noyée va se minéraliser. La température des eaux traduit les échanges nappe-rivière : une eau de ruissellement va tendre vers un équilibre avec la température extérieure alors qu'une eau de nappe se caractérise par son homothermie à 10 - 12°C dans la région (Lejeune et Devos, 2004).

Les mesures de débits sont réalisées à l'aide d'une perche à intégration PIREE équipée d'un micro-moulinet de type C2. Ces derniers sont mesurés par la méthode de l'exploration des champs de vitesse à travers la section mouillée du chenal puis dépouillé à l'aide du logiciel J03 (Université de Metz). L'approche par intégration, plutôt que le point par point est choisie car elle permet d'appréhender toutes les vitesses de chaque verticale. Les sections de jaugeages comptent au minimum 10 verticales, ce qui confère aux mesures une fiabilité supérieure à 90%.

Figure 8.2 : Jaugeage à la perche à intégration du Petit-Morin (Thoult-Trosnay, Villevenard).

Les résultats sont ensuite valorisés sous forme de profils hydrologiques (débits bruts, débits spécifiques), physico-chimiques (conductivités, températures), ainsi que d'un profil en long des remplissages du Petit-Morin (*cf.* supra) et d'une cartographie des rendements spécifiques à l'échelle du bassin-versant.

8.2. Résultats des campagnes de mesures sérielles

Les profils hydrologiques ont été réalisés en débits bruts (l/s^{-1}) et en débits spécifiques ($l/s^{-1}/km^2$) à partir des surfaces cumulées des bassins-versants aux points de mesures et des longueurs du drain principal ou points kilométriques (PK). La même méthode est utilisée pour les conductivités ($\mu S.cm^{-1}$) et les températures (°C).

8.2.1. Profils hydrologiques du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond)

8.2.1.1. Profils hydrologiques des débits bruts (l/s^{-1})

Les débits bruts du Petit-Morin (Fig. 8.3) présentent une augmentation linéaire d'amont en aval, ce qui témoigne de conditions d'écoulements relativement homogènes. Les 6 campagnes de mesures pourtant réalisées à des situations hydrologiques différentes (basses eaux, proche du module, hautes eaux) sont toutes parallèles entres elles, et témoignent de la régularité du comportement hydrodynamique du Petit-Morin quelle que soit la situation hydrologique, déjà identifiée lors de l'analyse hydrologique à la station du Thoult-Trosnay. Toutefois, trois tronçons se distinguent :

- Un premier tronçon en assec sur l'ensemble des campagnes entre PM1 et PM2, au niveau de la source du Petit-Morin.
- Un second entre PM2 et PM4 où les débits bruts augmentent relativement rapidement.
- Un troisième entre l'aval de PM4 et PM9 où l'augmentation des débits bruts est progressive.

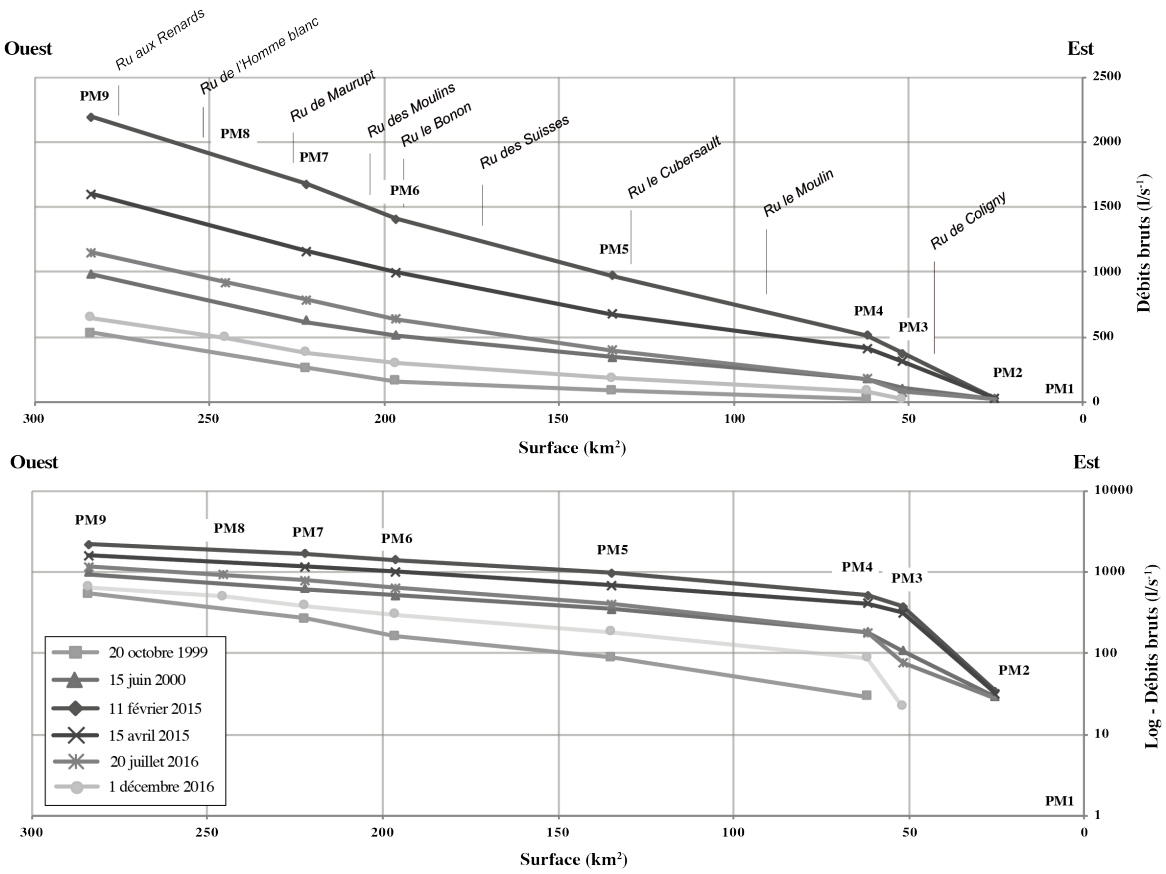


Figure 8.3 : Profils hydrologiques des débits bruts du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond).

8.2.1.2. Profils hydrologiques des débits spécifiques (l/s^{-1}-/km^2)

Si les débits spécifiques (Fig. 8.4) présentent des valeurs relativement semblables entre les 6 différentes campagnes ils sont légèrement plus contrastés mais l'on distingue tout de même 3 tronçons qui présentent chacun un écoulement homogène :

- Un premier en assec entre PM1 et PM2, au niveau de la source du Petit-Morin.

- Un second entre PM2 et PM4 où l'on remarque une augmentation significative des débits spécifiques sur l'ensemble des campagnes (1 l/s^{-1}/km^2 à PM2 puis 8,31 l/s^{-1}/km^2 à PM4 le 11 février 2015).

- Un troisième entre l'aval de PM4 et PM9, toutefois marqué par une diminution des débits spécifiques sur les campagnes de juin 2000, février 2015, avril 2015 entre PM4 et PM5 avant de se stabiliser de PM5 à PM9.

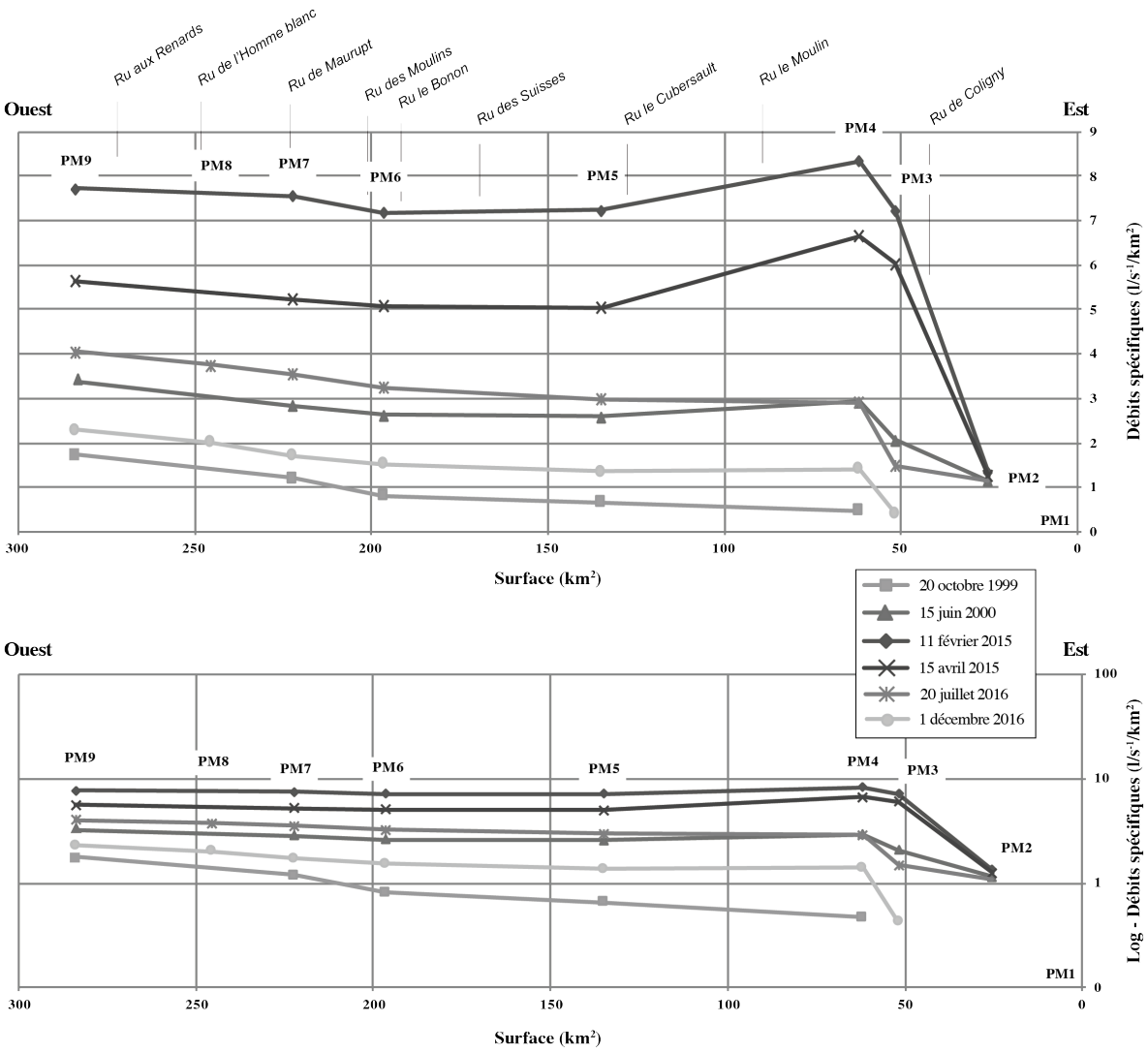


Figure 8.4 : Profils hydrologiques des débits spécifiques du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond).

8.2.1.3. Profils hydrologiques des conductivités (µS.cm^{-1}) et des températures (°C)

Les profils physico-chimiques illustrent quant à eux l'évolution de la conductivité et de la température de l'amont vers l'aval du Petit-Morin, en fonction de la superficie cumulée des bassins-versants élémentaires.

Les 7 profils de conductivités (Fig. 8.5) présentent des évolutions similaires quelque que soit la période à laquelle ont été effectuées les mesures, ce qui témoigne de la permanence du comportement hydrodynamique. Les valeurs sont modérées à fortes (comprises entre 550 et

950 $\mu S.cm^{-1}$) témoignant de l'importance des écoulements souterrains. Ces valeurs sont conformes à celles observées dans les milieux calcaires et notamment dans la craie de Champagne (Ballif, 1988) où le spectre minéralogique des eaux bicarbonatées calciques souligne la forte solubilité du substrat.

Le point de mesure PM2 possède des valeurs de conductivités très élevées, qui peuvent être dues à une pollution anthropique ou à l'indigence des écoulements. Au point PM3 les conductivités diminuent significativement puis se stabilisent jusque PM9. Le profil des conductivités est donc marqué par une très faible variation spatiale (moins de 50 $\mu S.cm^{-1}$) entre le point PM3 et PM9 quelle que soit la situation hydrologique du cours d'eau. Quelle que soit la campagne considérée, la conductivité diminue corrélativement à l'augmentation du débit.

Les 7 profils des températures (Fig. 8.5) révèlent des contrastes temporels importants et des contrastes spatiaux très faibles, qui s'inversent entre les saisons chaudes et les saisons froides. En effet, au point de mesures PM2 l'amplitude thermique est relativement faible (8°C sur l'ensemble des campagnes de mesures) alors que de PM3 à PM9 elle est plus importante (jusqu'à 17°C). En revanche, les températures sont très homogènes au sein d'une même campagne puisque les variations thermiques n'excèdent pas les 4°C.

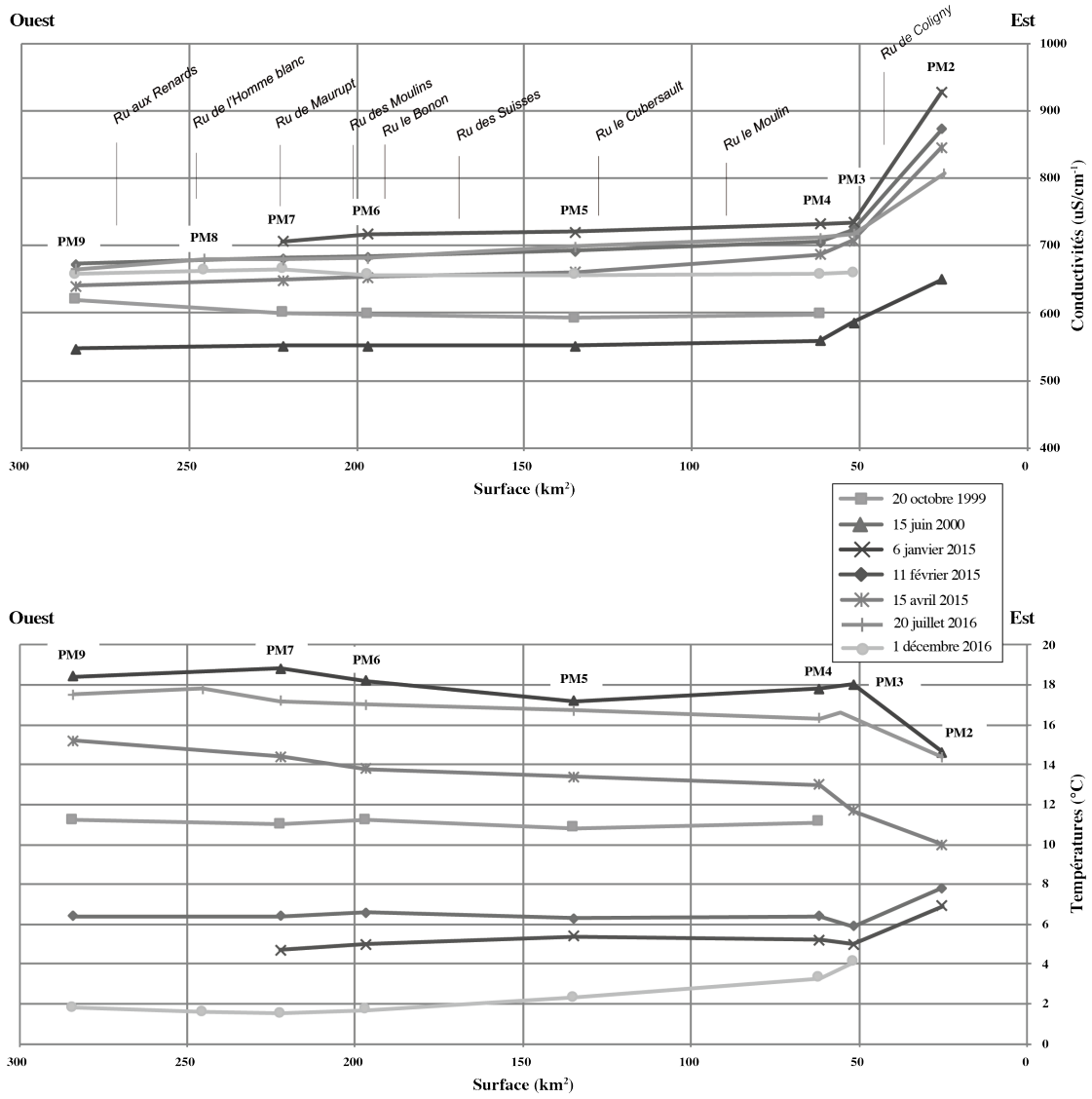


Figure 8.5 : Profils hydrologiques des températures et des conductivités du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond).

8.2.2. Spatialisation des écoulements du bassin-versant des Marais de Saint-Gond

8.2.2.1. Cartographie des rendements hydrologiques du bassin-versant des Marais de Saint-Gond

La cartographie des rendements hydrologiques représente les débits spécifiques par tranches spatiales (rapport de la différence de débits entre deux points de mesure consécutifs et la superficie du bassin-versant élémentaire correspondant). Des classes de rendements

hydrologiques de 5 $l/s^{-1}/km^2$ ont été représentées afin d'améliorer la lisibilité de la répartition des écoulements. Compte-tenu du mode d'alimentation du Petit-Morin (drainage de la nappe par le drain principal, faible part des affluents) la cartographie des rendements hydrologiques rend compte des profils hydrologiques du Petit-Morin évoqués précédemment mais elle souligne la représentativité spatiale des écoulements sur l'ensemble du bassin-versant et non pas seulement du drain principal. Afin de visualiser d'éventuelles disparités selon la période hydrologique, les cartographies des rendements hydrologiques en période de basses eaux et en période de hautes eaux sont représentées.

- Basses eaux

La cartographie des rendements hydrologiques du bassin-versant des Marais de Saint-Gond en période de basses eaux (Fig. 8.6) possède des caractéristiques communes. On observe tout d'abord que le pourtour oriental du bassin-versant est à sec. En effet, les parties amont du Petit-Morin (PM1, PM2 et PM3 en 1999) connaissent des assecs. Il en est de même pour la partie amont du ruisseau des Moulins (MOU1, MOU2 et MOU3 et MOU4 en 1999), du ruisseau des Suisses (SU1, SU2, SU3), du ruisseau du Moulin (MO1) et du ruisseau du Bonon (BON1), tous indigènes à la craie. L'année 1999, qui présente les débits les plus faibles à la station du Thoult-Trosnay (0,52 m^3/s) est celle où le plus de bassins-versants élémentaires sont à secs.

Les bassins-versants appartenant au drain principal (de PM1 à PM9) paraphrasent les profils hydrologiques et illustrent une relativement faible variation des rendements spécifiques hydrologiques (entre > 0 et 10 $l/s^{-1}/km^2$).

Si l'ensemble des affluents indigènes à la craie possèdent des bassins-versants dans leurs parties supérieures en assecs, ce n'est pas le cas des cours d'eau drainant les formations tertiaires du front de la cuesta d'Ile-de-France (Fig. 8.6). En effet, le ruisseau du Cuberlsault connait des rendements hydrologiques faibles à moyens en tête de son bassin d'alimentation (CON1, ETO1, CU1) (entre > 0 et 10 $l/s^{-1}/km^2$). En revanche, vers l'aval, ces derniers passent très rapidement à des valeurs négatives qui illustrent une perte en eau des cours d'eau liée à une infiltration généralisée plus importante.

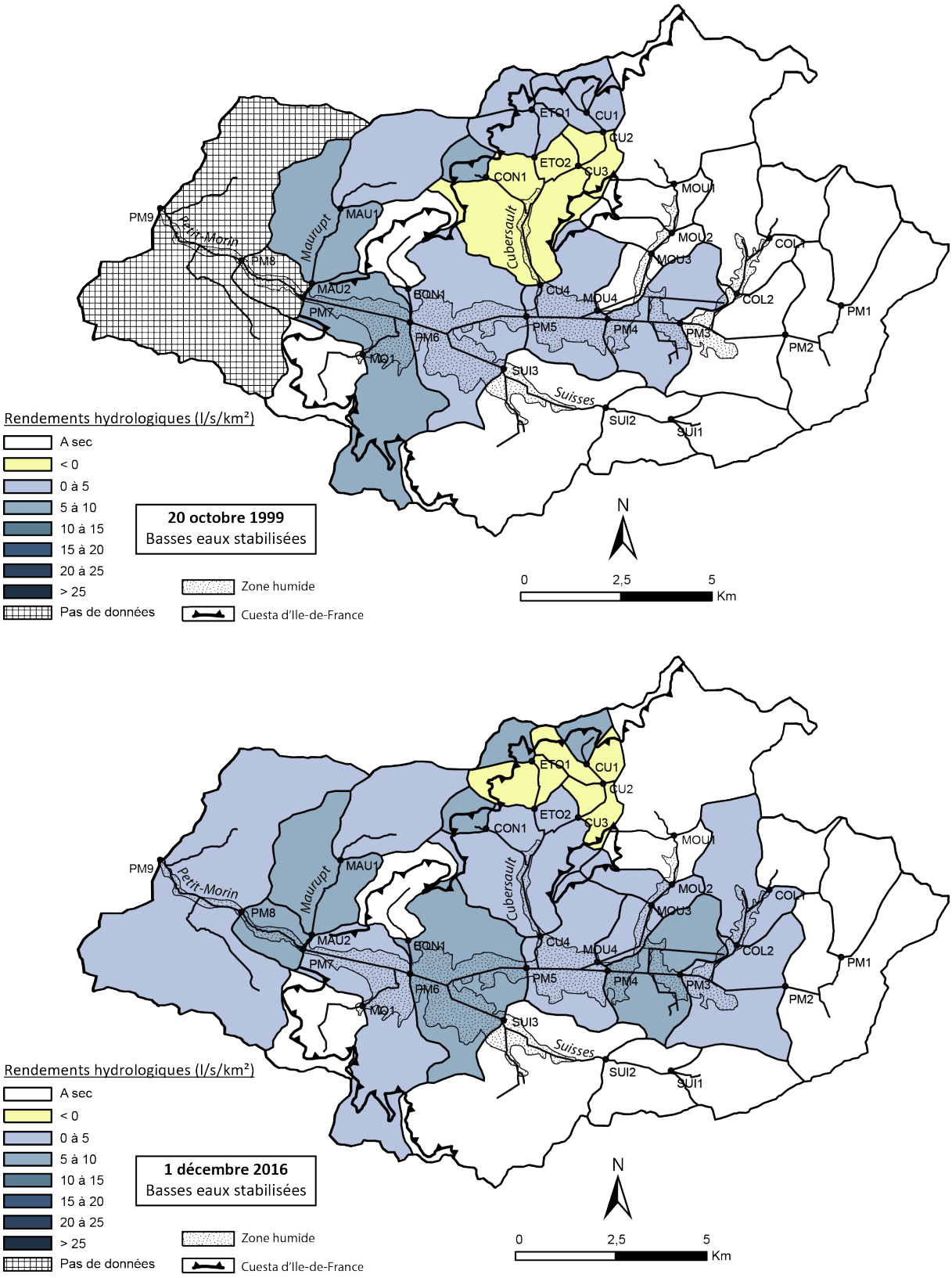


Figure 8.6 : Cartographie des rendements hydrologiques du bassin-versant des Marais de Saint-Gond en période de basses eaux.

- *Hautes eaux*

En périodes de hautes eaux le contraste des rendements hydrologiques est légèrement plus marqué que lors des basses eaux.

On retrouve dans une moindre mesure des bassins-versants élémentaires en assecs dans leurs parties amont. Le 11 février 2015 (2,20 m^3/s^{-1} au Thoult-Trosnay) seuls les bassins-versants PM1 et SUI1 sont à secs, en revanche le 20 Juillet 2016 (1,15 m^3/s^{-1} au Thoult-Trosnay), PM1, PM2, COL1, SUI1, SUI2 et MO1 sont à secs. Toutefois, certains affluents indigènes à la craie comme le ruisseau des Moulins et du Bonon possèdent des écoulements sur l'intégralité de leur tracé (Fig. 8.9).

Concernant le drain principal, les bassins-versants élémentaires du Petit-Morin au niveau de la zone humide des Marais de Saint-Gond possèdent des valeurs de rendements hydrologiques plus contrastées avec notamment des secteurs de rendements plus importants comme PM3, PM4 et PM6 (entre 10 et 25 $l/s^{-1}/km^2$).

On retrouve également des rendements hydrologiques inférieurs à 0 déjà identifiés lors des campagnes de basses-eaux sur le ruisseau Cubersault. En période de hautes eaux, ce dernier connait encore des pertes en eaux en niveau de ETO2 et CU1 mais le ruisseau des Moulins connait lui aussi des rendements hydrologiques inférieurs à 0 qui traduisent une perte en eaux et donc une infiltration généralisée sur les bassins-versants élémentaires MOU1 et MOU2 (Fig. 8.9).

La cartographie des rendements hydrologiques en périodes de basses eaux et de hautes eaux révèlent une certaine disparité des écoulements au sein du bassin-versant des Marais de Saint-Gond.

Si en période de basses eaux, l'intégralité des pourtours de la partie est du bassin d'alimentation est à sec, on remarque en période de hautes eaux une relative stabilité des rendements hydrologiques au niveau du drain principal et de la zone humide. Le ruisseau du Cubersault, provenant des formations tertiaires du front de la cuesta d'Ile-de-France est quant à lui touché par une infiltration généralisée dans sa partie médiane où il connait des rendements inférieurs

à 0 avant de retrouver des valeurs moyennes en approche de la zone humide et de sa confluence avec le Petit-Morin.

En période de hautes eaux, les bassins-versants situés sur le pourtour du bassin d'alimentation des Marais de Saint-Gond sont plus ou moins à sec, selon la valeur des hautes-eaux. Une relative hétérogénéité des rendements hydrologiques est identifiée au niveau du drain principal avec des secteurs présentant des rendements plus importants. Enfin, comme lors des basses-eaux, on retrouve des secteurs marqués par une infiltration généralisée au niveau de la partie médiane des affluents.

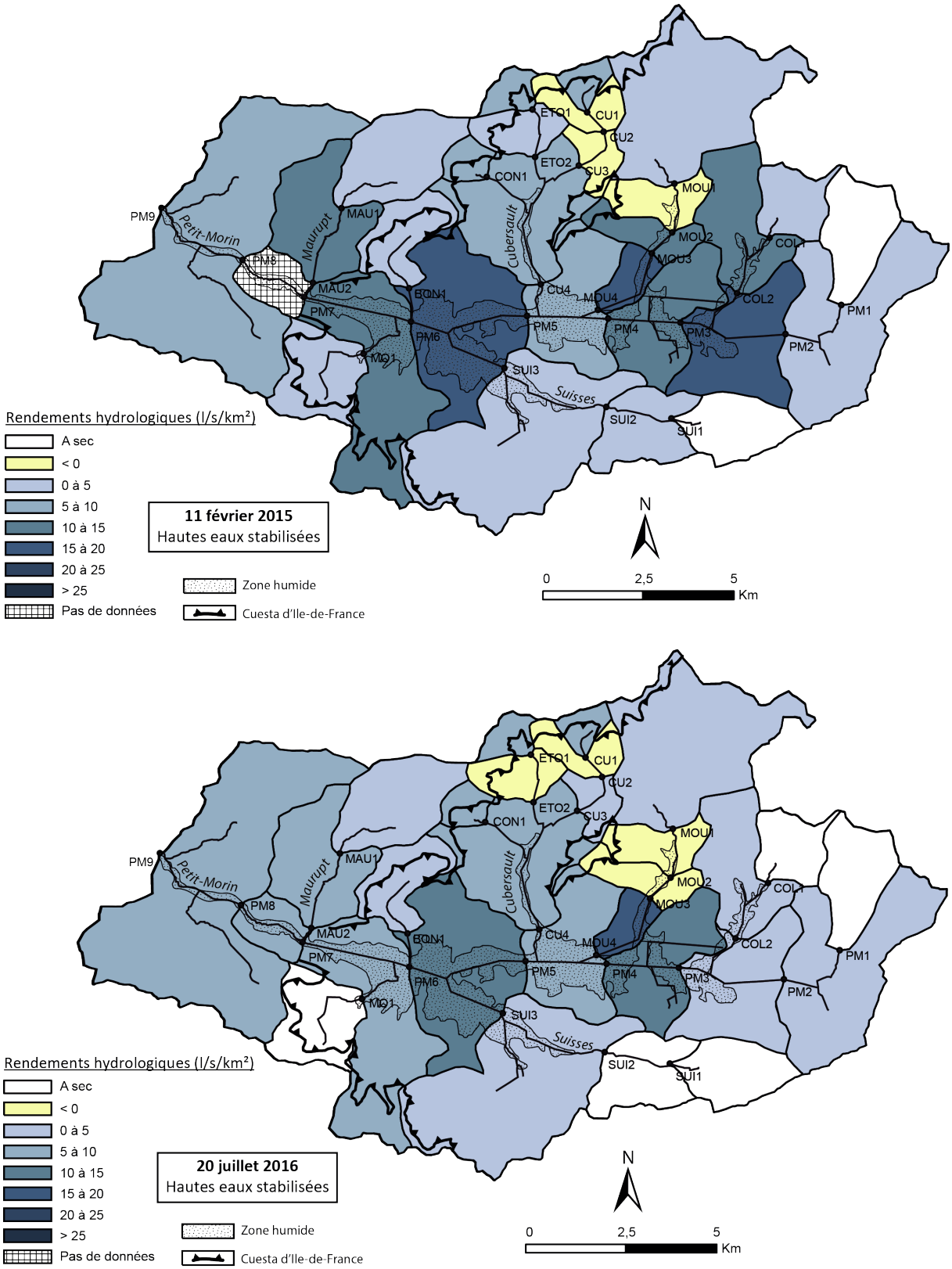


Figure 8.7 : Cartographie des rendements hydrologiques du bassin-versant des Marais de Saint-Gond en période de hautes eaux.

8.2.2.2. Cartographie des températures du bassin-versant des Marais de Saint-Gond

La cartographie des températures sur l'ensemble du bassin-versant des Marais de Saint-Gond permet d'illustrer l'homothermie déjà identifiée sur le profil hydrologique du Petit-Morin. En effet, les variations thermiques spatiales sont relativement faibles, toutefois certains contrastes de températures offrent des informations importantes quant aux modes d'alimentation des cours d'eau.

Les valeurs de température du Petit-Morin et de ces affluents sont indéniablement liées à la température extérieure. En effet, le 20 juillet 2016, avec une température de l'ordre de 30°C, on remarque des valeurs élevées sur l'ensemble des bassins-versants élémentaires situés dans la zone humide des Marais de Saint-Gond et dans les fonds de vallées des affluents (entre 16 et 18°C) (Fig. 8.8). A l'inverse, le 1er décembre 2016, les températures enregistrées sont extrêmement faibles et comprises entre 2 et 4°C (Fig. 8.8) alors que la température extérieure est de 0°C.
Si la vallée du Petit-Morin et des principaux affluents de celui-ci possède des amplitudes thermiques relativement faibles (2°C en juillet 2016 et en décembre 2016) on distingue tout de même des différences de températures entre les « fonds de vallées » et les têtes de bassin-versant des affluents de rive droite du Petit-Morin qui prennent leur source dans les nappes perchées des formations aquifères situées sur le front de la cuesta d'Ile-de-France et qui offrent des températures comprises entre 6 et 14°C quelle que soit la température extérieure.

8.2.2.3. Cartographie des conductivités du bassin-versant des Marais de Saint-Gond

La cartographie des conductivités du bassin-versant des Marais de Saint-Gond illustre une très nette homogénéité des conductivités dans les Marais de Saint-Gond (Fig. 8.9). Toutefois on décèle une légère augmentation de la conductivité en période de basses-eau au niveau des têtes de vallon anaclinaux alimentés par les formations tertiaires (supérieur à 700 $\mu S.cm^{-1}$).

La cartographie des conductivités paraphrase donc les profils obtenus sur le Petit-Morin. Il n'existe pas de véritable contraste de conductivité et cela malgré des cours d'eau qui s'écoulent

sur différentes masses d'eau. La conductivité ne peut donc pas être considérée comme discriminante.

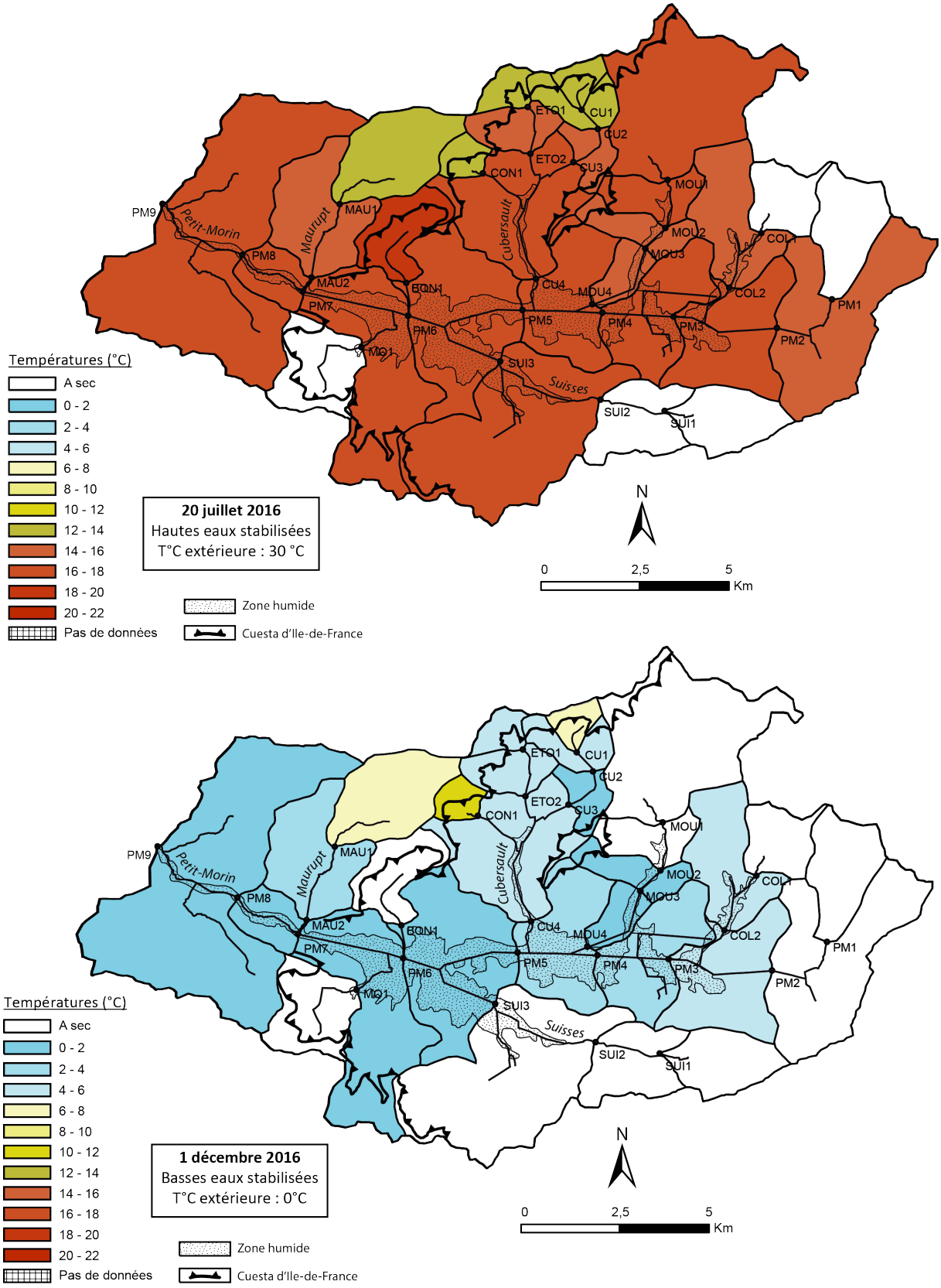


Figure 8.8 : Cartographie des températures du bassin-versant des Marais de Saint-Gond.

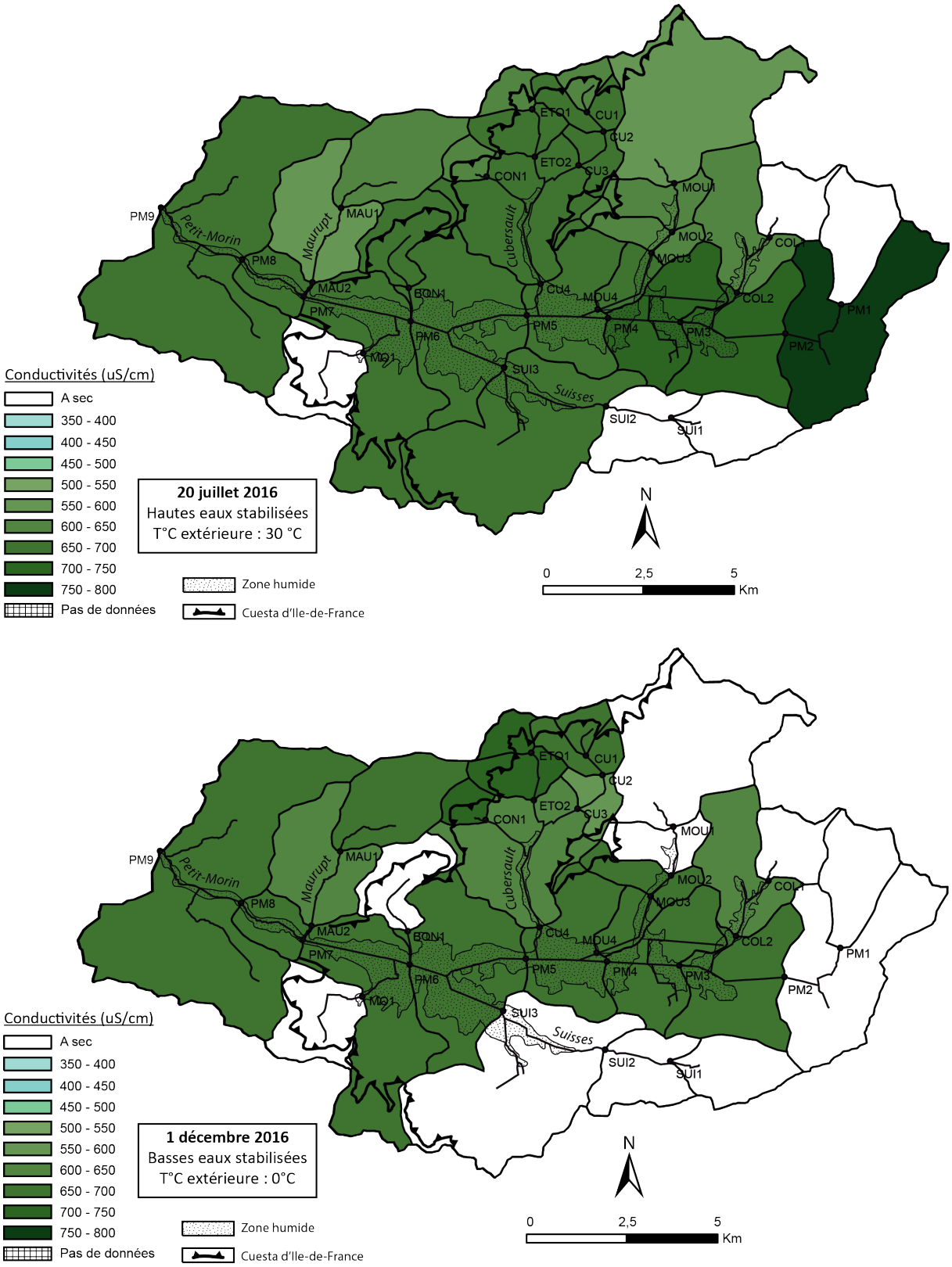


Figure 8.9 : Cartographie des conductivités du bassin-versant des Marais de Saint-Gond.

8.3. Les modes d'alimentation en eau des Marais de Saint-Gond

La comparaison des profils hydrologiques et du profil en long des remplissages alluviaux, met en évidence des conditions d'échanges différentielles entre les masses d'eaux considérées (cours d'eau, nappe de la craie, nappes alluviales) (Fig. 8.10).

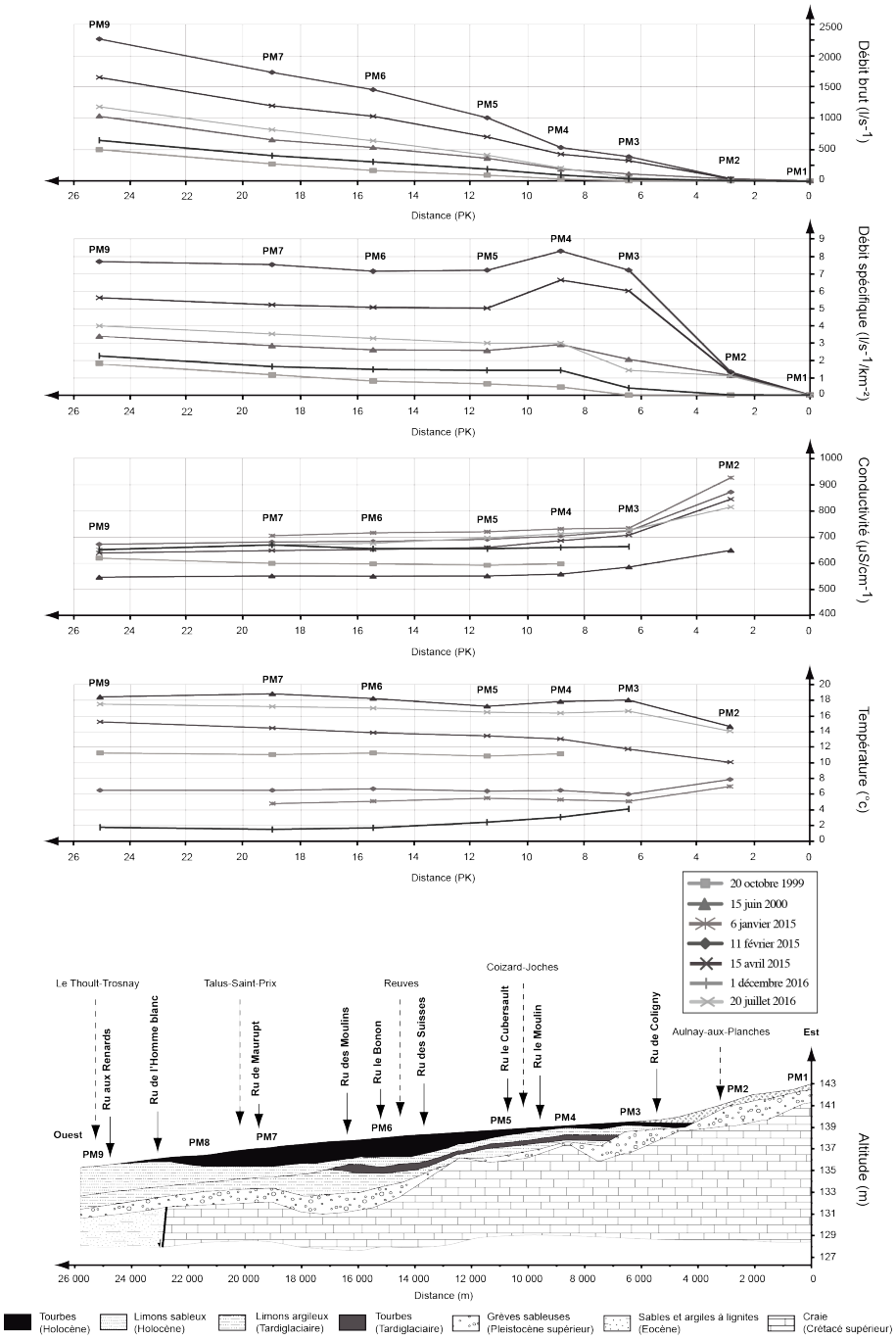


Figure 8.10 : Profils hydrologiques (Débits bruts, Débits spécifiques, Conductivités, Températures) et profil des remplissages alluviaux du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond) (Damien, 2015).

La géométrie des remplissages conditionne trois tronçons aux caractères hydrologiques différents.

En amont de PM2, un premier tronçon s'inscrit dans la nappe alluviale de la grève sans couverture holocène. La source du Petit-Morin (PM1), en assec durant les campagnes de mesure, est une source limnocrène (vasque formant un plan d'eau) qui fonctionne uniquement en phase de crues de nappe, sa mise en charge engendrant un écoulement par débordement. Ce type de source se retrouve en tête de bassin versant des cours d'eau indigènes à la craie, comme pour la Vesle, la Somme ou encore la Suippes (Devos, 2010). L'indigence des écoulements (débits bruts et spécifiques faibles) illustre la faible productivité de la nappe de la grève (Fy) principalement en phase de tarissement. Les fortes minéralités (850 à 925 $\mu S.cm^{-1}$) et la faible amplitude thermique durant l'année (8°C) observées au niveau de PM2 témoignent d'une alimentation par la nappe de la craie. Le comportement hydrodynamique de type intermittent de ce tronçon paraphrase celui de la zone de battement piézométrique de la nappe de la craie (épinoyée) avec deux saisons bien marquées. La mise en charge de la vasque par la nappe et son débordement générant un écoulement à PM2 est vérifiée pour des situations hydrologiques proches du module (Fig. 8.11) supérieur au DC6 (0,899 m^3/s^{-1}), soit 42% du temps. Dans cette partie du bassin-versant le cours est perché et ne bénéficie pas de zone hyporhéique ce qui est classique pour un bassin supérieur.

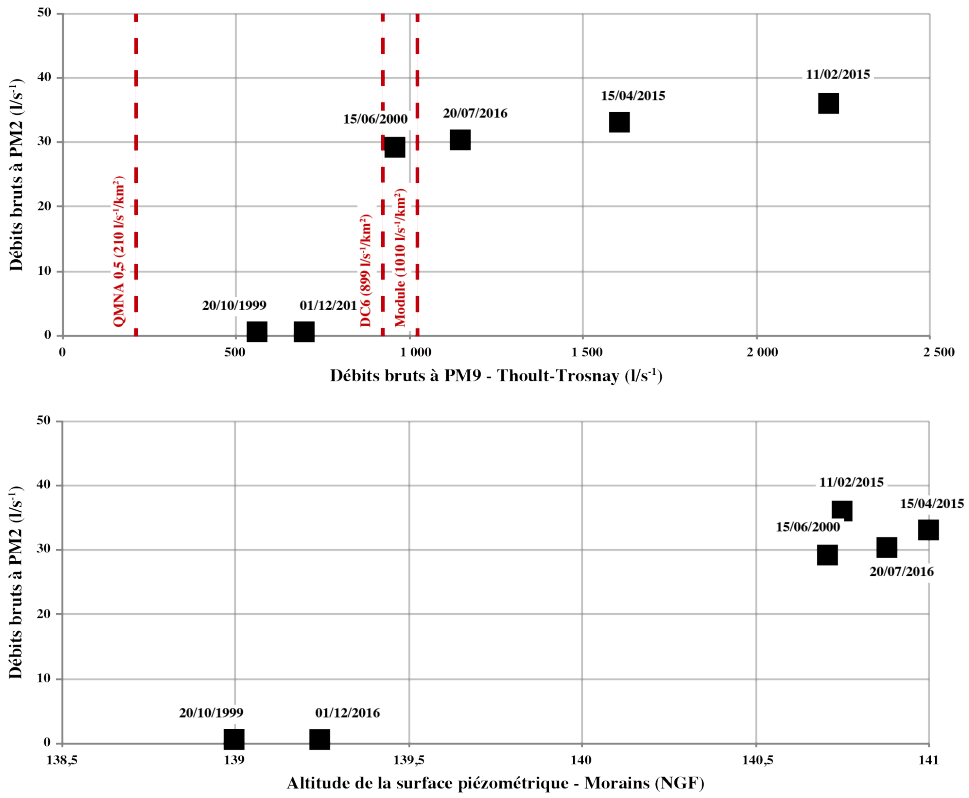


Figure 8.11 : Corrélations : Débits bruts à PM2/Débits bruts à PM9 et débits bruts à PM2/Altitude de la surface piézométrique à Morains.

De PM2 à PM4, le Petit-Morin recoupe une nouvelle nappe alluviale d'âge tardi-holocène emboitée dans la nappe de grève (Fy), composée essentiellement de formations moins perméables (limons argileux avec niveaux de tourbes) sur plus de 2 mètres qui forment un toit semi-perméable au-dessus de la grève. A ce titre, ces formations superficielles décalent vers l'est la limite de nappe captive structuralement assurée par les formations géologiques tertiaire (argiles de l'Yprésien inférieur) au sein de l'entonnoir de percée cataclinale où le fossé tectonique prolongeant le graben d'Artonges accélère la mise en charge de l'aquifère. Cette limite, ou ligne d'influence d'un aquifère libre à un aquifère captif positionnée sur PM8 est ici relayée de 18 km à l'est entre PM2 et PM4 (Fig. 8.10) par le recouvrement alluvial. Ce tronçon se caractéristise par l'amplitude thermométrique la plus faible (8°C) qui illustre le soutien de la nappe de la craie fournissant des eaux homothermes. Ce dernier, mis en charge par la zone saturée de la nappe de la craie explique l'augmentation conjointe des débits bruts et spécifiques du Petit-Morin et du ruisseau de Coligny, assurée par des sources de débordement recouvertes par la nappe alluviale. Cette dernière constitue la limite orientale de la zone hyporhéique

assimilée à la zone humide des Marais de Saint-Gond alors que généralement elle ne se développe que dans les parties inférieures des vallées (Devos, 2010).

De PM4 à PM9, le Petit-Morin s'écoule sur la nappe alluviale tardi-holocène plus épaisse et plus large. Si les débits bruts augmentent de manière linéaire corrélativement à l'apport de surface et grâce à l'apport des affluents provenant du front de la cuesta et des formations tertiaires pour les points de PM7 à PM9, les débits spécifiques se stabilisent. Ce comportement hydrologique correspond à celui d'un cours d'eau qui draine une zone noyée (zone hyporhéique), elle-même connectée avec la nappe de la craie. Les caractéristiques hydrauliques des tourbes, certes capacitives mais peu épaisses (moins de 4 m d'épaisseur), déterminent une transmissivité faible qui n'entraine pas de changement notable du comportement hydrodynamique de la zone saturée de la craie. Les très faibles variations spatiales de température et de conductivité entre PM4 et PM9 indiquent que le Petit-Morin draine une nappe très homogène chimiquement. Cependant, les fortes variations saisonnières de température indiquent que la nappe alluviale tardi-holocène constitue une interface tampon entre la nappe de la craie sous-jacente et les eaux du Petit-Morin, car elle sensibilise les eaux de la nappe aux conditions climatiques en sub-surface. Une alimentation provenant directement de la nappe de la craie, comme observé au PM2, générerait des variations thermiques beaucoup plus faibles durant l'année (Devos *et al.*, 2013).

En somme, les formations superficielles lissent donc les comportements hydrodynamiques des eaux de nappe d'origines différentes (nappes perchées, nappe profonde et nappe de sub-surface) et des eaux de ruissellement issues des affluents. Ces affluents sont alimentés par des sources de trop plein des nappes perchées des formations tertiaires (sables de l'Yprésien supérieur, calcaires et marnes des Marnes et Caillasses du Lutétien supérieur) du front de la cuesta et des buttes témoins. La vidange de ces nappes perchées détermine des eaux plus minéralisées (700 – 750 $\mu S.cm^{-1}$) liées aux formations lutétiennes et ludiennes indifférenciées plus riches en marnes gypseuses. Mais cette ligne de source perchée est suffisamment éloignée du drain principal pour que le spectre physico-chimique de l'eau de ces nappes soit altéré par les conditions atmosphériques (précipitations des ions solubles, réchauffement estival, refroidissement hivernal) et par une dynamique d'infiltration généralisée. En effet, ces affluents (ruisseau du Cubersault, ruisseau des Moulins) correspondent à des cours d'eau perchés à pertes par infiltrations révélés par des rendements hydrologiques négatifs et par une évolution

décroissante des débits d'amont vers l'aval, malgré des conditions favorables au ruissellement, telles que de fortes pentes et des formations tertiaires imperméables (argiles de l'Yprésien inférieur et argiles à meulières pré-stampienne). Néanmoins, dès que ces affluents recoupent la zone hyporhéique des Marais de Saint-Gond, leurs débits bruts et spécifiques augmentent à nouveau, illustrant la vidange aquifère.

Les conditions d'écoulement restent très homogènes car elles sont lissées par le tampon alluvial (zone hyporhéique). Les remplissages alluviaux conditionnent donc les modalités d'échanges entre le Petit-Morin et la nappe de la craie.

L'indice d'écoulement de base (IEB) de 66 %, calculé sur les débits journaliers de 2005 à 2013 à la station de Thoult-Trosnay, traduit ainsi le ratio entre le volume écoulé de base (assuré par la nappe de la craie et les nappes tertiaires) et le volume écoulé total. La réalisation de campagnes de mesures ponctuelles, en situation hydrologique stabilisée, permet d'une part de se défaire du ruissellement, et d'autre part de séparer les écoulements provenant de la nappe de la craie de ceux provenant des nappes tertiaires vidangées par les affluents. La nappe de la craie assure 60 % de l'alimentation du Petit-Morin en situation hydrologique stabilisée de hautes eaux. Les 40 % restants correspondent à l'alimentation latérale assurée par les affluents drainant les nappes tertiaires.

L'analyse aux stations hydrométriques cache une réalité bien plus complexe mis en évidence par les campagnes de mesures des débits. En effet, ce chiffre demande tout de même à être relativisé car dans leurs parties aval, les affluents drainent la nappe de la craie, ce qui a pour conséquence de surestimer la part des nappes perchées tertiaires dans l'alimentation en eau du Petit-Morin.

Conclusion du chapitre 8

L'organisation spatiale des écoulements de la zone humide est donc davantage liée à la géométrie des remplissages alluviaux de fond de vallée qu'à la nature intrinsèque des formations, compte tenu de leurs épaisseurs limitées induisant une transmissivité plus faible. La présence de drainance verticale ascendante entre l'aquifère crayeux et l'aquifère alluvial sus-jacent (Weng *et al.,* 1999 ; Bendjoudi *et al*, 2002) joue un rôle essentiel dans l'alimentation en eau des marais. L'originalité de cette zone humide d'entonnoir de percée cataclinale est liée aux formations tardi-holocènes à intercalations limono-argileuses et tourbeuses qui décalent les limites de nappe captive vers l'est, et modifient les échanges entre les différentes nappes et le cours d'eau (Fig. 8.12-Tronçon n°2). L'approche physico-chimique montre également que les formations superficielles lissent les apports d'origine contrastée entre les masses d'eau compte tenu de leur agencement de sub-surface entre la nappe de la craie et la surface. Le Petit-Morin, qui constitue le drain principal, recoupe trois zones marécageuses, séparées par des secteurs de sécherons « plus secs ». Cet axe de drainage tend à lisser les écoulements des marais et ne laisse pas apparaitre d'éventuels comportements hydrodynamiques différents entre chacune des zones marécageuses.

Ces observations montrent que les facteurs structurant les échanges entre les cours d'eau et les zones saturées des aquifères varient en fonction des échelles. A l'échelle régionale, le gradient hydraulique, conditionné par l'incision des vallées et le compartimentage structural, est déterminant (Devos *et al.*, 2013). Les incisions de la Marne et de l'Aube conditionnent l'incision de la Somme-Soude et celle de la Vaure, toutes-deux conquérantes par érosion régressive. Cela détermine des gradients hydrauliques propices aux transferts de masses d'eau souterraines au dépend du Petit-Morin, situé sur une crête piézométrique. L'organisation spatiale des écoulements dépend également, à cette échelle, du dispositif structural qui commande le drainage de la zone noyée ou celui de la zone vadose des aquifères par les cours d'eau. En effet, les affluents alimentés par les nappes perchées du Tertiaire sont affectés par des pertes diffuses dans la craie en zone non saturée (Fig. 8.12-Tronçon n°3). En revanche, à l'échelle locale au sein d'un même dispositif structural, la nature et surtout la géométrie du remplissage alluvial structurent les échanges nappe-rivière.

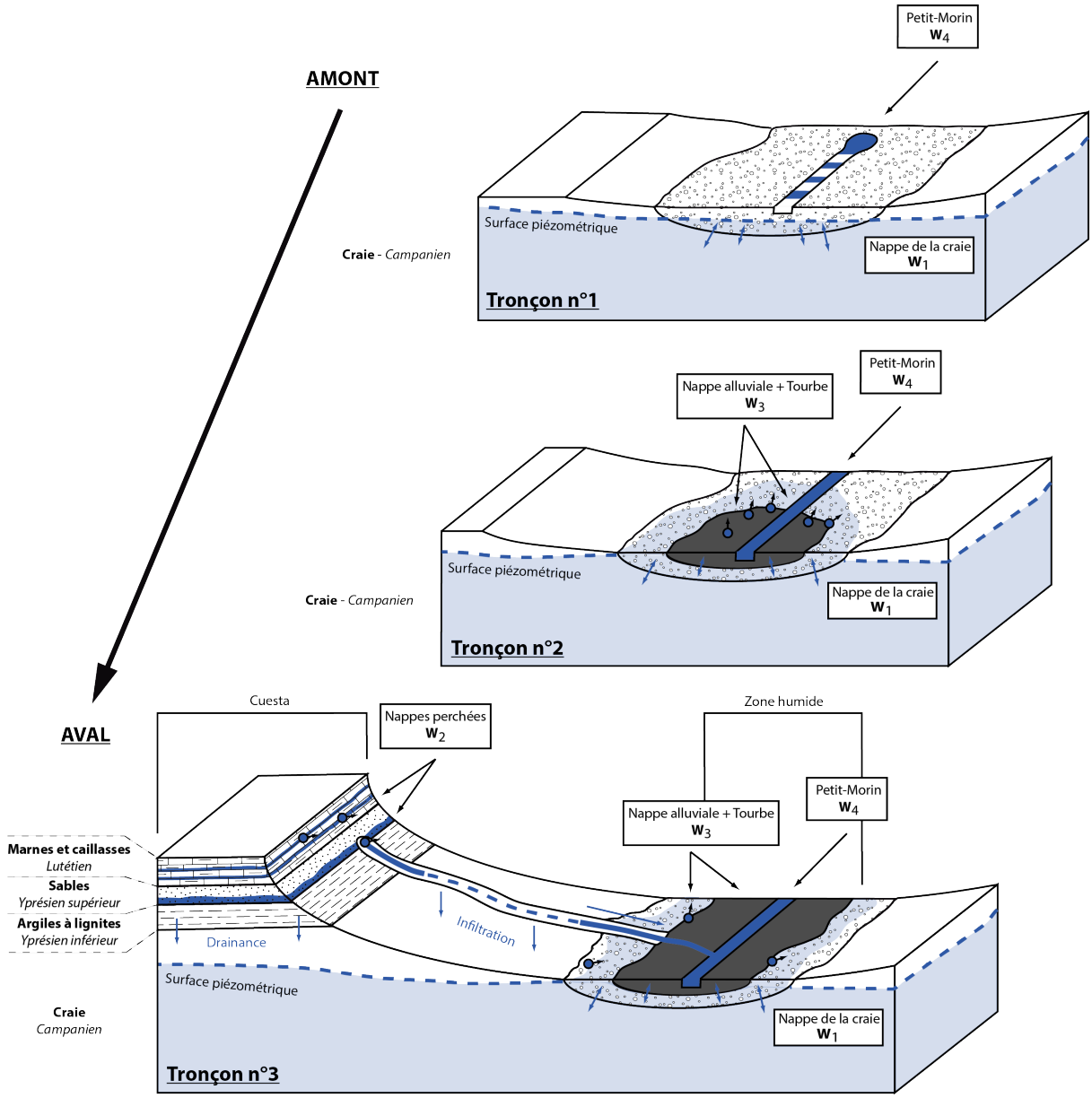


Figure 8.12 : Schéma de la multiplicité des réservoirs au niveau des Marais de Saint-Gond.

La spatialisation des rendements spécifiques hydrologiques à l'échelle de l'interfluve Marne/Aube mettrait quant à elle en valeur des éventuels transferts de masse d'eau souterraine entre bassins versants connexes (bassin-versant du Petit-Morin déficitaire de 162 mm), témoignant de possibles captures hydrographiques en préparation (Lejeune et Devos, 2004).

Chapitre 9 : Spatialisation des débits sur l'interfluve Marne/Aube

L'analyse hydrologique aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube a révélé une relative disparité des débits bruts et des débits spécifiques moyens. Ces derniers reflètent des conditions d'écoulements assez hétérogènes entre bassin-versant, marqués par des bassins-versants à plus fortes abondances spécifiques (Huitrelle et Soude) et d'autres à très faibles rendements hydrologiques (Herbissone et Coole). Toutefois, cette analyse tend à lisser considérablement le comportement hydrologique au sein des bassins-versants et n'offre pas de véritables informations sur les écoulements intra-bassin. Il est donc nécessaire de quantifier et de spatialiser les écoulements sur l'ensemble de l'interfluve via des campagnes de mesures sérielles. La spatialisation des débits et des rendements hydrologiques à l'échelle de l'interfluve permet de mettre en évidence une potentielle hétérogénéité des écoulements et des potentiels transferts de masses d'eau souterraines entre bassins-versants connexes.

Dans un premier temps, le réseau de mesure de l'ensemble du bassin-versant de l'interfluve Marne/Aube est présenté. Par la suite, les résultats obtenus sont mis en valeur par des schémas hydrographiques, des profils hydrologiques de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe (débits bruts, débits spécifiques, conductivités et températures) et une cartographie des paramètres physico-chimiques et des rendements spécifiques hydrologiques. L'ensemble de ces résultats permet par la suite d'identifier les conditions d'écoulement sur l'ensemble de l'interfluve et plus particulièrement au niveau des bassins-versants de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe.

9.1. Méthodologie de travail

9.1.1. Présentation du réseau de mesures et des bassins-versants élémentaires

Afin de mettre en évidence l'hétérogénéité spatiale potentielle des conditions d'écoulements de l'interfluve Marne/Aube qui regroupe 9 bassins-versants (Tabl. 9.1), 93 bassins-versants élémentaires sont créés (1 bassin-versant pour chaque point de mesures). Avec une surface moyenne des bassins élémentaires de 23 km^2, les 1 745 km^2 du bassin d'alimentation de l'interfluve sont donc étudiés conformément au protocole d'analyse de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse. Si le Petit-Morin constitue le bassin-versant avec le plus de bassins-versants élémentaires (29), ceux de la Somme-Soude (24 points de mesures avec la Berle et la Soude qui sont des affluents) et de la Vaure-Superbe (21 points de mesures) sont également bien instrumentés de par leur connexité avec le bassin du Petit-Morin.

Bassin-versant	**Surface (km^2)**	**Points de mesures**	**Surface élémentaire moyenne (km^2)**
Coole	171	7	24
Somme-Soude	383	13	29
Soude	114	6	19
Pisseleu	65	2	32
Petit-Morin	285	29	10
Huîtrelle	193	7	27
Herbissonne	96	3	32
Vaure-Superbe	369	21	18
Berle	69	5	14
Total	**1745**	**93**	**Moyenne : 23**

Tableau 9.1 : Récapitulatif du réseau de mesures des 9 bassins-versants de l'interfluve Marne/Aube

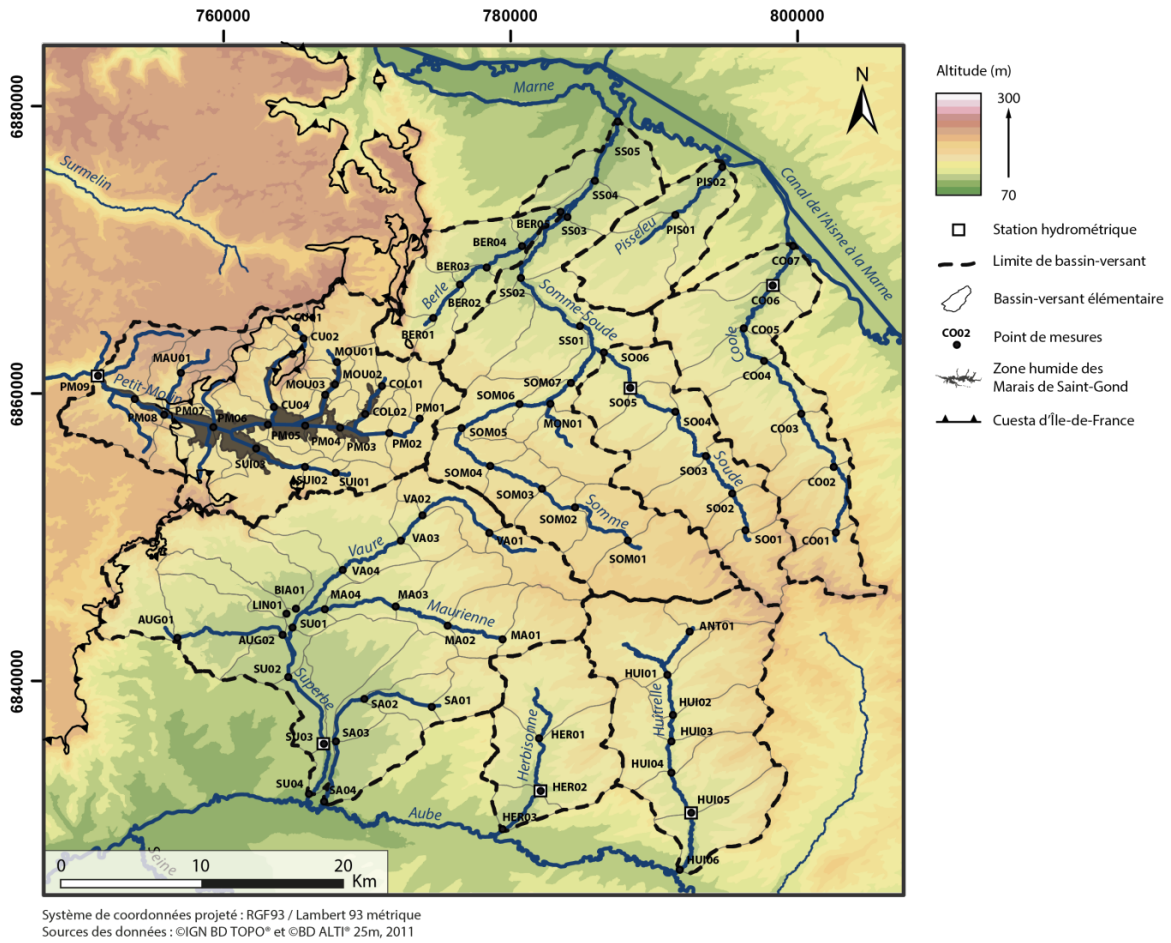


Figure 9.1 : Cartographie de l'instrumentation du bassin-versant de l'interfluve Marne/Aube.

9.1.2. Présentation des campagnes de mesures

Trois campagnes de mesures sérielles des débits et des paramètres physico-chimiques ont été réalisées sur l'interfluve Marne/Aube au cours de l'année 2016. L'ensemble des campagnes s'inscrivent en situations hydrologiques stabilisées de basses eaux et de hautes eaux, non influencées par des ruissellements qui permettent d'appréhender les débits résultant de la vidange aquifère. Le travail fastidieux de jaugeage sur l'ensemble de l'interfluve (93 points de mesures) n'a malheureusement pas pu être réalisé durant les plus basses eaux (octobre, novembre pour l'année 2016) faute de moyens techniques et de personnel. Par conséquent, les mesures effectuées sont toutes supérieures au QMNA de fréquence ½ (Tabl. 9.2).

Date des mesures	Station hydrométrique	Débit brut (m^3/s)	Bassin-versant	Situation hydrologique	% par rapport au module	QMNA fréquence $^{1/2}$
4 mai 2016	Saint-Saturnin	1,57	Superbe	Stabilisée de hautes eaux	1,25	0,19
	Soudron	0,50	Soude	Stabilisée de hautes eaux	1,01	0,07
20 juillet 2016	Le Thoult-Trosnay	1,15	Petit-Morin	Stabilisée de hautes eaux	1,14	0,21
	Saint-Saturnin	2,28	Superbe	Stabilisée de hautes eaux	1,80	0,19
	Soudron	0,54	Soude	Stabilisée de hautes eaux	1,12	0,07
	Allibaudière	0,29	Herbissonne	Stabilisée de hautes eaux	1,52	0,00
	Lhuître	1,45	Huîtrelle	Stabilisée de basses eaux	1,70	0,35
	Ecury-sur-Coole	0,63	Coole	Stabilisée de hautes eaux	1,31	0,03
1 décembre 2016	Le Thoult-Trosnay	0,65	Petit-Morin	Stabilisée de basses eaux	0,64	0,21
	Saint-Saturnin	0,95	Superbe	Stabilisée de basses eaux	0,75	0,19
	Soudron	0,19	Soude	Stabilisée de basses eaux	0,43	0,07

Tableau 9.2 : Situation hydrologique des campagnes de jaugeage.

L'objectif de cette étude étant de comprendre quelles sont les conditions d'écoulements entre le bassin d'alimentation du Petit-Morin et les bassins-versants connexes, les bassins-versants du Petit-Morin, de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe sont systématiquement étudiés. Seule une campagne de mesures sérielles de l'ensemble de l'interfluve a pu être réalisée (9 bassins-versants).

- Lors de la campagne de mesures sérielles du 4 mai 2016, seule la partie amont du bassin-versant du Petit-Morin et les bassins-versants de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe ont fait l'objet de mesures des débits, des températures et des conductivités. Cette campagne s'inscrit en situation hydrologique stabilisée de hautes eaux (% par rapport au module > 1) (Tabl. 9.2).

- La campagne du 20 juillet 2016 est la plus complète car l'ensemble de l'interfluve Marne/Aube a pu être mesuré. Au total, 9 bassins-versants ont fait l'objet de mesures des débits, des températures et des conductivités. Cette campagne s'inscrit en situation hydrologique stabilisée de hautes eaux (% par rapport au module > 1) (Tabl. 9.2).

- La dernière campagne de mesures sérielles, datant du 1er décembre 2016 a permis la mesure des débits, des températures et des conductivités des bassins-versants du Petit-Morin, de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe. A l'inverse des campagnes précédentes, cette dernière s'inscrit en situation hydrologique de basses eaux (% par rapport au module < 1) (Tabl. 9.2).

Les mesures des paramètres physico-chimiques (conductivité et température) et des débits sont réalisés selon les mêmes méthodes que pour l'étude de la spatialisation des débits du bassin-versant des Marais de Saint-Gond et avec le même matériel (*cf.* Chapitre 8).

Les résultats sont ensuite valorisés par des schémas hydrographiques, par des profils hydrologiques (débits bruts, débits spécifiques), physico-chimiques (conductivités, températures), et une cartographie des rendements spécifiques à l'échelle de l'ensemble des bassins-versants.

9.2. Résultats des campagnes de mesures sérielles

Les bassins-versants de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe ayant été mesurés à trois reprises et lors de situations hydrologiques différentes (hautes eaux et basses eaux), il semble intéressant de valoriser ces résultats sous forme de profils hydrologiques (débits bruts, débits spécifiques, conductivités et températures). De plus, leur connexité avec le bassin-versant du Petit-Morin constitue un intérêt majeur dans l'optique d'observer d'éventuels transferts de masses eau entre bassins.

C'est pourquoi des profils hydrologiques en débits bruts (l/s^{-1}) et en débits spécifiques ($l/s^{-1}/km^2$) ont été réalisés à partir des surfaces cumulées des bassins-versants aux points de mesures. La même méthode est utilisée pour les conductivités ($\mu S.cm^{-1}$) et les températures (°C).

Les mesures réalisées sur ces bassins-versants mais également sur les bassins-versants annexes (Herbissonne, Huitrelle, Coole et Pisseleu) seront quant à elles valorisées par des schémas hydrographiques exprimés en débits bruts (l/s^{-1}) et par une cartographie des rendements hydrologiques.

9.2.1. Schémas hydrographiques de l'interfluve Marne/Aube

La réalisation de schémas hydrographiques sur l'interfluve Marne/Aube permet de représenter l'évolution du débit du drain principal et de ses affluents sur un tracé stylisé du réseau hydrographique, où la largeur du trait est proportionnelle au débit mesuré (Fig. 9.2). Ce type de représentation permet d'apprécier rapidement l'organisation spatiale des écoulements sur l'interfluve et plus particulièrement au niveau du Petit-Morin, de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe.

Sur l'ensemble des 3 campagnes de mesures, le bassin-versant du Petit-Morin est caractérisé dans sa partie orientale par des bassins élémentaires à secs ou par des écoulements indigents (Fig. 9.2-A,B,C). Les débits bruts augmentent de façon régulière d'amont en aval corrélativement à l'augmentation de la surface drainée comme évoqué dans la partie précédente (*cf*. Chapitre 3.3), ce qui témoigne d'une alimentation en eau par le drainage de la nappe par le Petit-Morin. En situation de hautes eaux (20 juillet 2016, Fig. 9.2-B), la part des affluents dans les écoulements est de l'ordre de 34% alors qu'en basses eaux celle-ci est de 29% (1 décembre

2016, Fig. 9.2-C). L'alimentation du drain principal par les affluents ne semble donc pas évoluer en fonction de la situation hydrologique.

Le bassin-versant de la Somme-Soude se caractérise par la confluence entre le bassin amont de la Somme (héritage du paléo-tracé de la Somme-Morin) et celui de la Soude corrélativement à la capture de la Somme-Morin par cette dernière. Lors des 3 campagnes de mesure, les débits bruts semblent augmenter de manière régulière d'amont en aval avec une augmentation plus marquée au niveau de la confluence avec la Soude (SS1, Fig. 9.2-A,B,C). La Soude, affluent de rive droite de la Somme semble contribuer grandement à l'alimentation en eau de la Somme-Soude. En effet, les écoulements de la Soude et la Berle (affluent de rive gauche) représentent entre 59% (4 mai 2016, Fig. 9.2-A) et 40% (1er décembre 2016, Fig. 9.2-C) des écoulements de la Somme-Soude à SS5 (confluence avec la Marne). Si la Soude s'inscrit intégralement dans la craie, le bassin-versant de la Berle, cours d'eau anaclinal, profite d'apports provenant du front de la côte d'Ile-de-France. Là encore, le mode d'alimentation en eau du bassin-versant de la Somme-Soude semble être principalement dû au drainage de la nappe par le drain principal.

A première vue, on remarque au niveau du bassin-versant de la Vaure-Superbe, des apports relativement conséquents provenant des affluents, quelle que soit la période hydrologique (Fig. 9.2 A-B-C). Les affluents constituent 38% des écoulements pour la campagne du 4 mai 2016, 30% pour celle du 20 juillet 2016 et 37% pour celle du 1er décembre 2016. La Maurienne, affluent de rive gauche et le Ruisseau des Auges, affluent de rive droite, tous deux inscrits dans la craie, sont les principaux contributeurs des écoulements de la Vaure-Superbe. L'évolution des débits de la Vaure-Superbe se fait donc de manière relativement régulière d'amont en aval et témoigne d'un mode d'alimentation constitué essentiellement par le drainage de la nappe par le drain principal.

Concernant les bassins-versants annexes (Pisseleu, Coole, Herbissonne et Huitrelle) ils présentent pour la plupart des débits bruts qui augmentent de manière régulière d'amont en aval, comme c'est le cas pour les bassins-versants précédents. Leurs modes d'alimentation en eau semblent donc identiques aux bassins du Petit-Morin, de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe (drainage de la nappe par le drain principal).

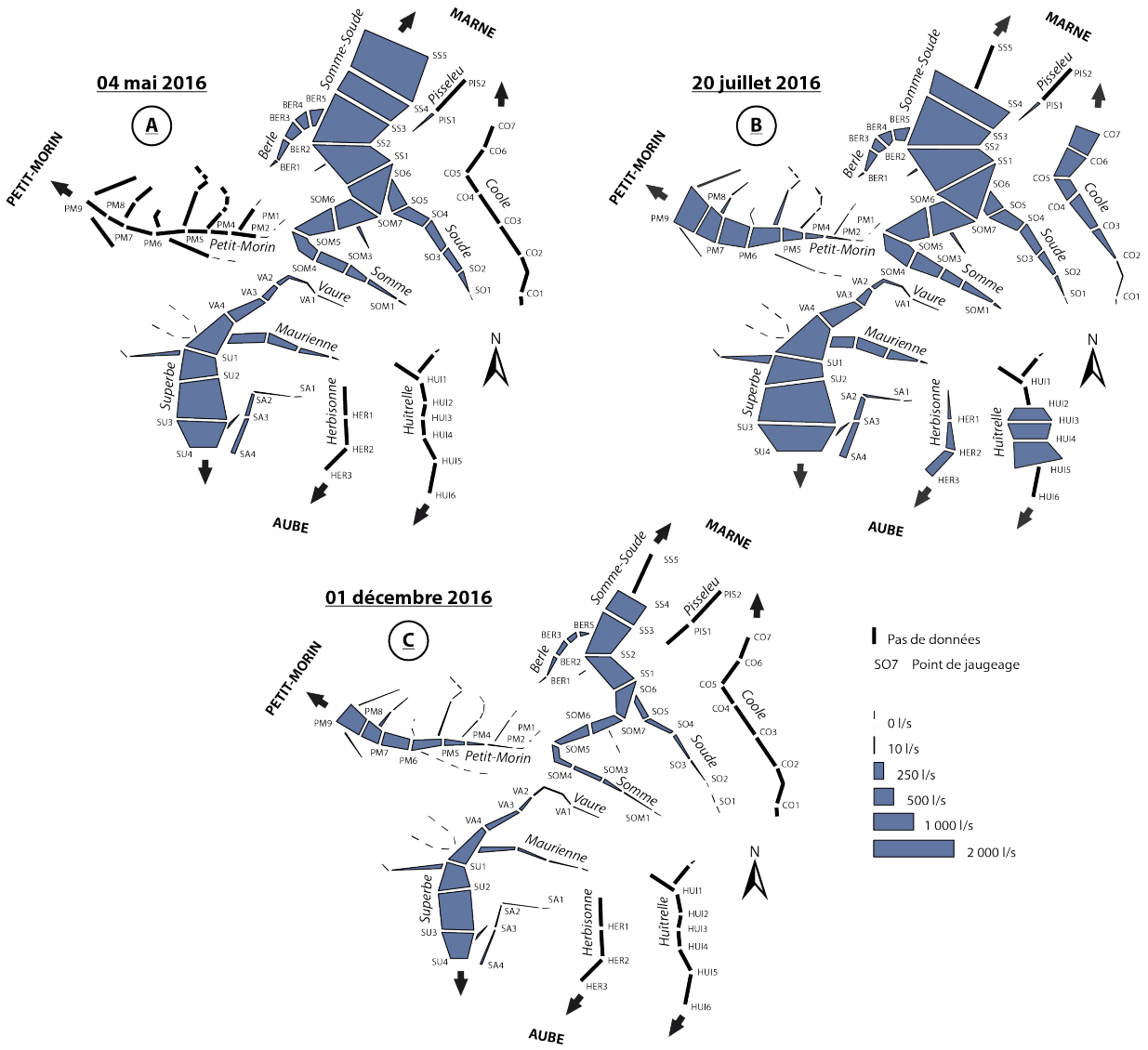


Figure 9.2 : Schémas hydrographiques des 3 campagnes de mesures sérielles sur l'interfluve Marne/Aube.

9.2.2. Profils hydrologiques de la Somme-Soude

Afin de mettre en valeur les écoulements de la Somme-Soude, représentés spatialement grâce aux schémas hydrographiques, des profils hydrologiques sont réalisés en débits buts (l/s^{-1}) et en débits spécifiques ($l/s^{-1}/km^2$) à partir des surfaces cumulées des bassins-versants aux points de mesures. Les conductivités ($\mu S.cm^{-1}$) et les températures (°C) sont représentées de la même façon.

9.2.2.1. Profils hydrologiques des débits bruts (l/s-1)

Les profils hydrologiques des débits bruts de la Somme-Soude présentent de manière générale une augmentation régulière d'amont en aval quelle que soit la situation hydrologique de la campagne de mesure. Toutefois, la campagne du 1er décembre 2016, réalisée en situation de basses eaux, présente des secteurs où les débits se stabilisent (SOM3-SOM4, SOM6-SOM7, SS3-SS4).

L'étude des profils hydrologiques des débits bruts permet de dégager 4 tronçons au comportement hydrologique différent (Fig. 9.3) :

- De SOM1 à SOM3, les débits bruts augmentent lentement, corrélativement à l'augmentation de la surface du bassin-versant sur l'ensemble des 3 campagnes.
- De SOM3 à SOM7, les débits bruts augmentent rapidement en période de hautes eaux avec une augmentation plus marquée entre SOM3 et SOM5 où les débits bruts sont multipliés par deux (de 357 l/s^{-1} à 789 l/s^{-1} le 20 juillet 2016). En période de basses eaux, l'augmentation est moins marquée et certains secteurs sont marqués par une stabilisation des débits (SOM3-SOM4 et SOM6-SOM7).
- DE SOM7 à SS4 les débits bruts présentent encore une augmentation régulière lors des campagnes de hautes eaux. Les débits semblent être assurés par l'accroissement de la superficie du bassin-versant mais également par la confluence des 2 affluents majeurs de la Somme-Soude que sont la Soude et la Berle. A l'inverse, en basses eaux, le profil est plus contrasté et une stabilisation des débits est observée entre SS3 et SS4.
- De SS4 à SS5 on observe pour l'ensemble des 3 campagnes une baisse des débits bruts dans la partie extrême aval de la Somme-Soude. La baisse systématique des débits dans ce secteur ne semble pas dépendre de la situation hydrologique du cours d'eau.

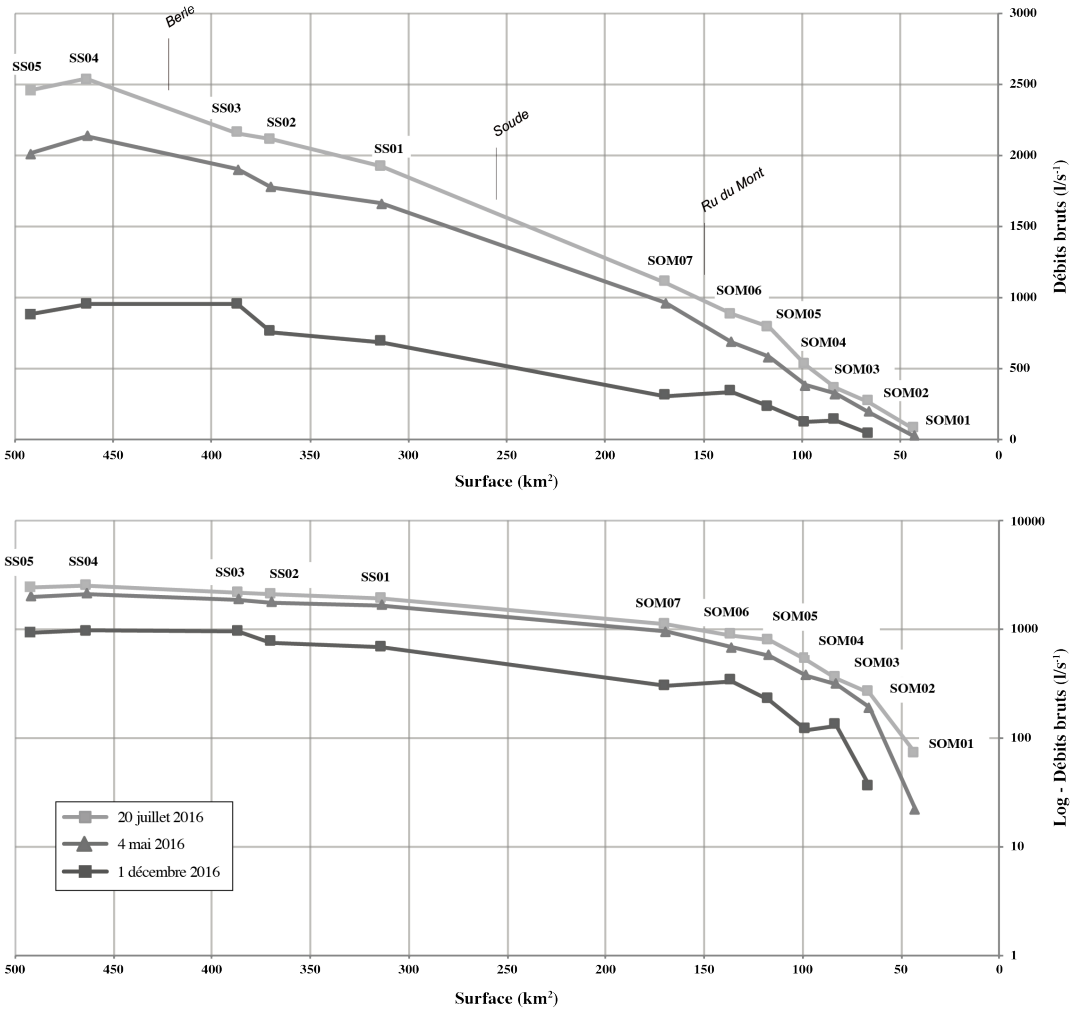


Figure 9.3 : Profils hydrologiques des débits bruts de la Somme-Soude.

9.2.2.2. Profils hydrologiques des débits spécifiques (l/s^{-1}/km^2)

Les profils hydrologiques des débits spécifiques de la Somme-Soude sont plus contrastés que ceux des débits bruts. En effet, il est plus difficile de découper ces profils en plusieurs tronçons mais on retrouve toutefois (Fig.9.4) :

- De SOM1 à SOM3 une augmentation rapide et très nette des débits spécifiques sur l'ensemble des 3 campagnes (de 1,68 l/s^{-1}/km2 à 4,29 l/s^{-1}/km^2 le 20 juillet 2016).

- De SOM3 à SOM5 les débits spécifiques continuent d'augmenter malgré une stabilisation des débits spécifiques entre SOM3 et SOM4 sur la campagne du 4 mai 2016 et même une baisse des débits spécifiques pour la campagne du 1er décembre. Le point de mesure SOM4 présente la particularité de posséder des débits spécifiques élevés et en augmentation

lors des épisodes de hautes eaux et à l'inverse, des débits spécifiques faibles et en baisse en période de basses eaux.

- De SOM5 à SOM7 les débits spécifiques évoluent de manière différente entre les campagnes de mesures. Lors de la campagne réalisée avec les plus hautes eaux (1er décembre 2016), SOM5 constitue la valeur de débits spécifiques la plus importante enregistrée (6,7 $l/s^{-1}/km^2$) et à l'aval les valeurs diminuent légèrement puis se stabilisent jusque SOM7.

Pour la campagne du 4 mai 2016, les débits spécifiques augmentent de SOM5 à SOM7 mais ils semblent être relativement stables entre SOM5 et SOM6 (5 $l/s^{-1}/km^2$). Enfin pour la campagne de basses eaux, les débits spécifiques augmentent entre SOM5 et SOM6 puis ils diminuent assez rapidement entre SOM6 et SOM7. Au niveau de ce tronçon le comportement hydrodynamique de la Somme-Soude semble dépendre de la situation hydrologique du cours d'eau.

- De SOM7 à SS5 on remarque une baisse régulière des débits spécifiques pour les deux campagnes de hautes eaux alors que celle de basses eaux se stabilise dès SOM7 autour des 2 $l/s^{-1}/km^2$)

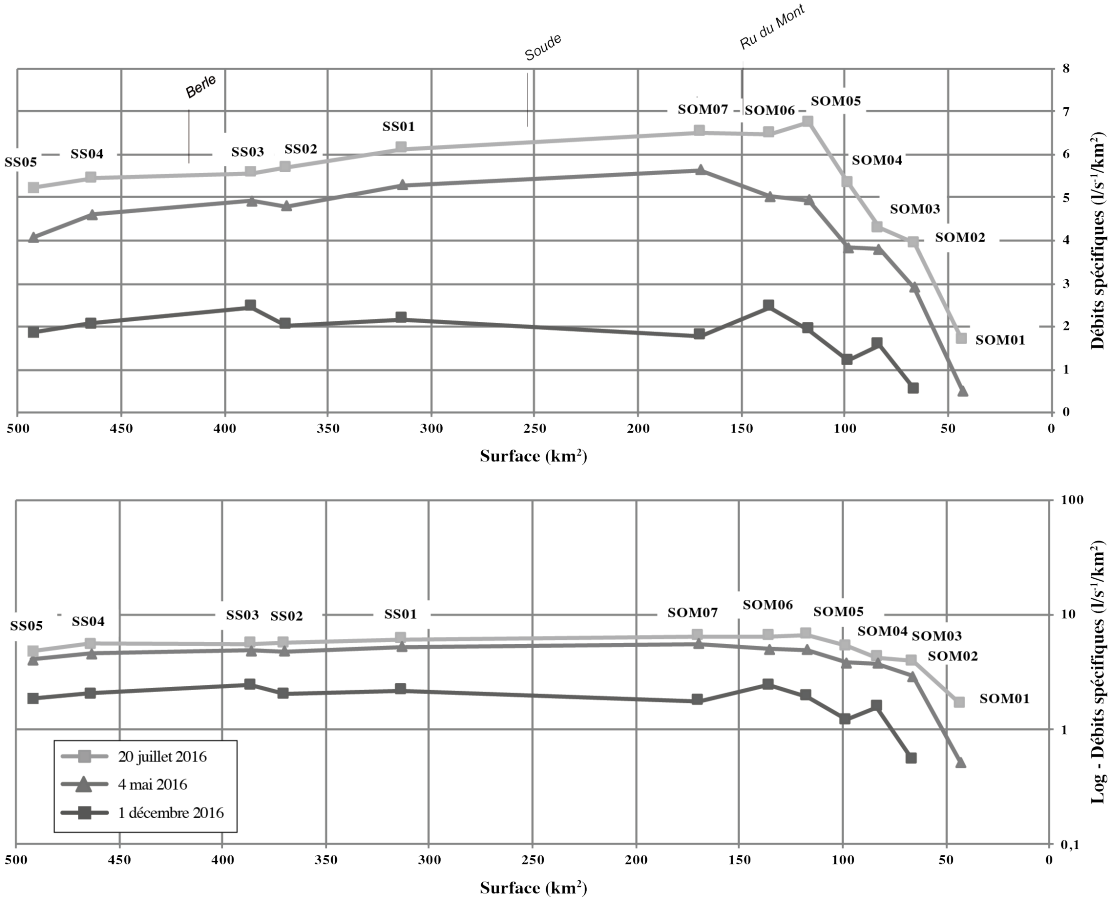


Figure 9.4 : Profils hydrologiques des débits spécifiques de la Somme-Soude.

9.2.2.3. Profils hydrologiques des conductivités (µS.cm^{-1}) et des températures (°C)

Les profils de conductivités de la Somme-Soude présentent des caractères communs entre chacune des campagnes de mesures. Hormis la valeur anormalement élevée obtenue à SOM1 lors de la campagne du 20 juillet 2016 qui peut être associée à une pollution anthropique, on distingue une homogénéité temporelle des conductivités. De SOM1 à SOM3, les conductivités augmentent plus ou moins rapidement afin d'atteindre à SOM3 les valeurs de conductivités les plus importantes de chaque campagne. En aval de SOM3 et jusqu'à SS2, les valeurs baissent progressivement de plus de 50 µS.cm^{-1}. C'est seulement à partir de SS3 que les valeurs de conductivités augmentent à nouveau de façon régulière jusque SS5 (Fig. 9.5). Les profils hydrologiques des températures sont contrastés temporellement en fonction des températures extérieures, en revanche ils le sont beaucoup moins spatialement. Les variations thermiques observées pour une même campagne de mesures n'excèdent pas les 2,5°C ce qui témoigne d'une relative homothermie des eaux de la Somme-Soude. On observe une augmentation très lente des températures d'amont en aval à l'exception du secteur entre SS2 et SS3 où les températures diminuent brutalement (baisse de 2°C pour la campagne du 1er décembre 2016).

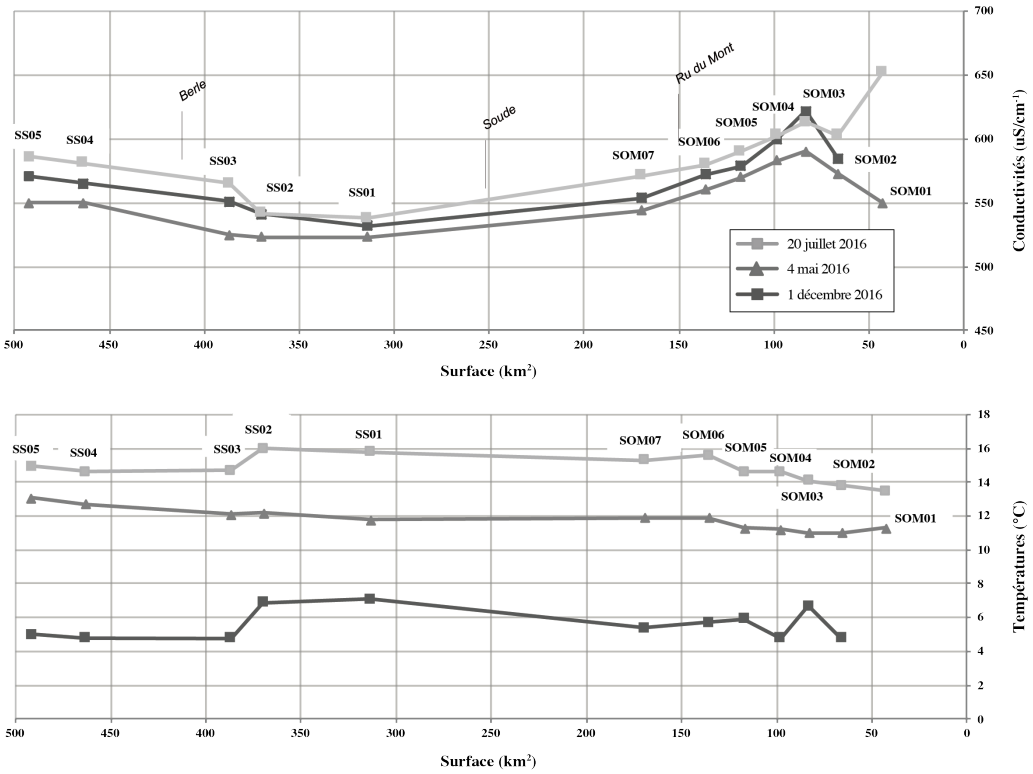


Figure 9.5 : Profils hydrologiques des températures et des conductivités de la Somme-Soude.

9.2.3. Profils hydrologiques de la Vaure-Superbe

Afin de mettre en valeur les écoulements de la Vaure-Superbe, représentés spatialement grâce aux schémas hydrographiques, des profils hydrologiques sont réalisés en débits buts (l/s^{-1}) et en débits spécifiques ($l/s^{-1}/km^2$) à partir des surfaces cumulées des bassins-versants aux points de mesures. Les conductivités ($\mu S.cm^{-1}$) et les températures (°C) sont représentées de la même façon.

9.2.3.1. Profils hydrologiques des débits bruts (l/s^{-1})

Les profils hydrologiques des débits bruts de la Vaure-Superbe présentent des similarités temporelles qui témoignent d'un comportement hydrologique relativement homogène quelle que soit la situation hydrologique (Fig. 9.6). Lors des 3 campagnes de mesures sérielles, 4 tronçons s'individualisent :

- De VA01 à VA02, les débits bruts augmentent significativement. Cet accroissement rapide des débits s'explique en partie par l'indigence des écoulements au niveau de VA01 lors des campagnes du 4 mai 2016 et du 20 juillet 2016. Pour la campagne réalisée en basses-eaux, le point de mesures VA01 est en assec.

- De VA02 à SU02, les débits bruts augmentent de manière régulière sur l'ensemble des 3 campagnes et profitent de l'apport de la Maurienne et du Ruisseau des Auges qui sont les principaux affluents de la Vaure-Superbe.

- De SU02 à SU03, une augmentation très rapide des débits bruts apparaît en période de hautes eaux au niveau des 2 campagnes concernées. Les débits bruts augmentent de près de 500 l/s^{-1} pour la campagne du 20 juillet 2016 et de 400l/s^{-1} pour celle du 4 mai 2016. En revanche, en période de basses eaux, l'accroissement des débits entre les deux points de mesures n'est plus effectif et les écoulements se stabilisent autour des 1 000 l/s^{-1} (Fig. 9.6).

- De SU03 à SU04, les débits bruts chutent littéralement, quelle que soit la situation hydrologique des campagnes de mesures. Ce tronçon semble donc être marqué par des pertes et par un comportement hydrologique tout à fait différent du tronçon précédent.

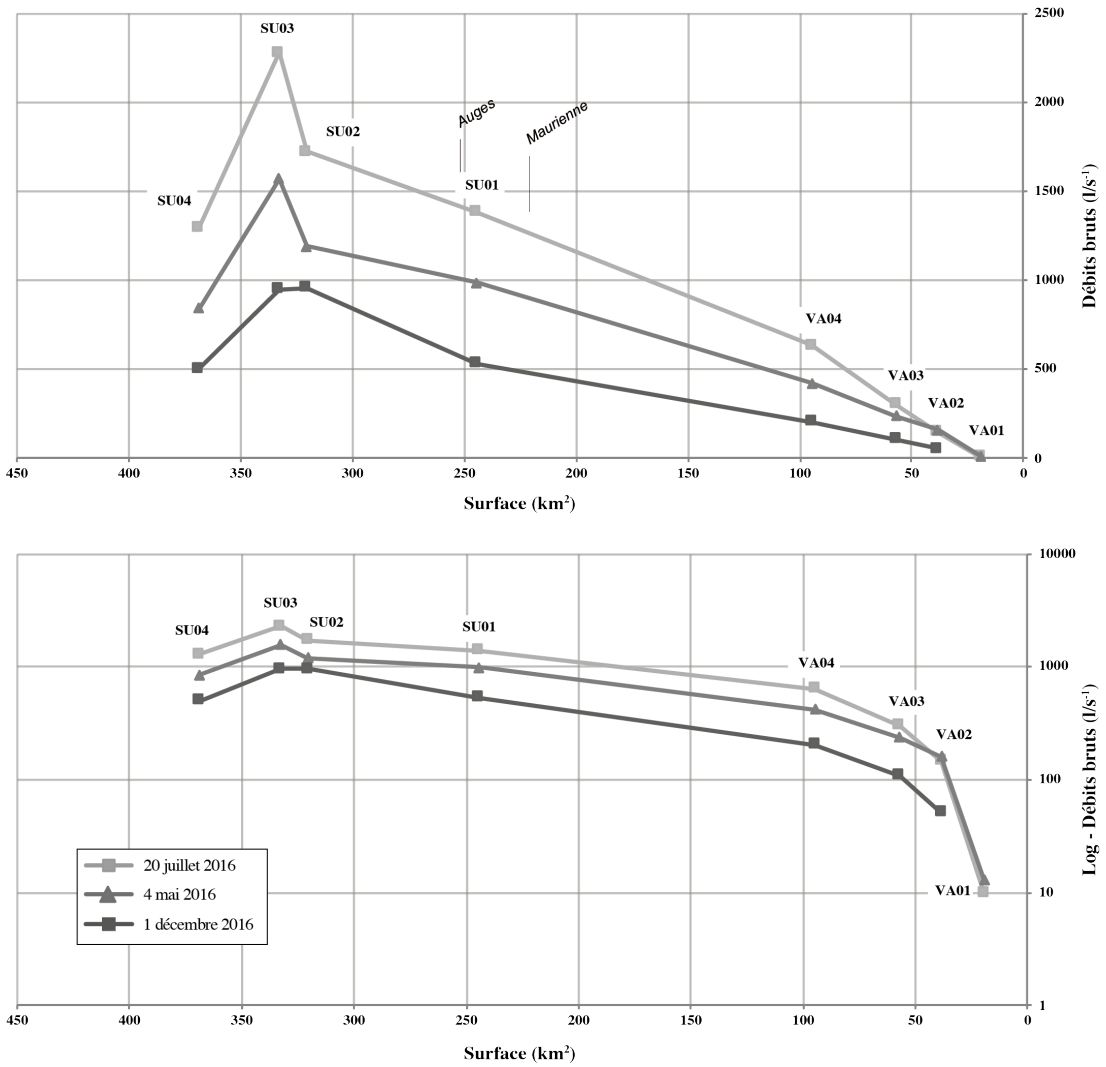


Figure 9.6 : Profils hydrologiques des débits bruts de la Vaure-Superbe.

9.2.3.2. Profils hydrologiques des débits spécifiques ($l/s^{-1}/km^2$)

Les profils hydrologiques des débits spécifiques de la Vaure-Superbe sont légèrement plus contrastés mais permettent tout de même de distinguer 5 tronçons :

- De VA01 à VA02, les débits spécifiques augmentent très rapidement. Pour les campagnes du 4 mai et du 20 juillet 2016, les valeurs passent de 0,5 $l/s^{-1}/km^2$ à VA01, à près de 4 $l/s^{-1}/km^2$ pour VA02. En période de basses eaux le point de mesures VA01 connait un assec (Fig. 9.7).

- De VA02 à VA04, les débits spécifiques continuent toujours d'augmenter de manière générale mais cette augmentation est plus ou moins marquée selon les périodes hydrologiques. En effet, lors de la campagne de plus hautes eaux (20 juillet 2016), les débits spécifiques continuent de s'accroitre rapidement jusque VA04 et atteignent près de 7 $l/s^{-1}/km^2$. En revanche, lors de la campagne du 4 mai 2016, elle aussi réalisée en période de hautes eaux (mais avec des valeurs aux stations hydrométriques de pourcentage par rapport au module plus faibles), l'augmentation est beaucoup moins marquée. En effet, sur ce tronçon les débits spécifiques semblent presque se stabiliser autour des 4 $l/s^{-1}/km^2$. Enfin, lors de la campagne réalisée en période de basses eaux, une augmentation des débits spécifiques s'effectue entre VA02 et VA04 (de 1,3 $l/s^{-1}/km^2$ à 2,1 $l/s^{-1}/km^2$).

- De VA04 à SU02, le comportement hydrologique du tronçon évolue différemment suivant la période hydrologique. En effet, lors des périodes de hautes eaux (4 mai et 20 juillet 2016) les débits spécifiques diminuent d'amont en aval alors qu'en période de basses eaux (1er décembre), les débits spécifiques augmentent légèrement.

- De SU02 à SU03, les débits spécifiques de la Vaure-Superbe augmentent brutalement en hautes eaux alors qu'en basses eaux, les débits diminuent très légèrement.

- De SU03 à SU04, les débits spécifiques chutent rapidement lors des 3 campagnes et semblent indiquer que le comportement hydrologique du cours d'eau est le même quelle que soit la période hydrologique.

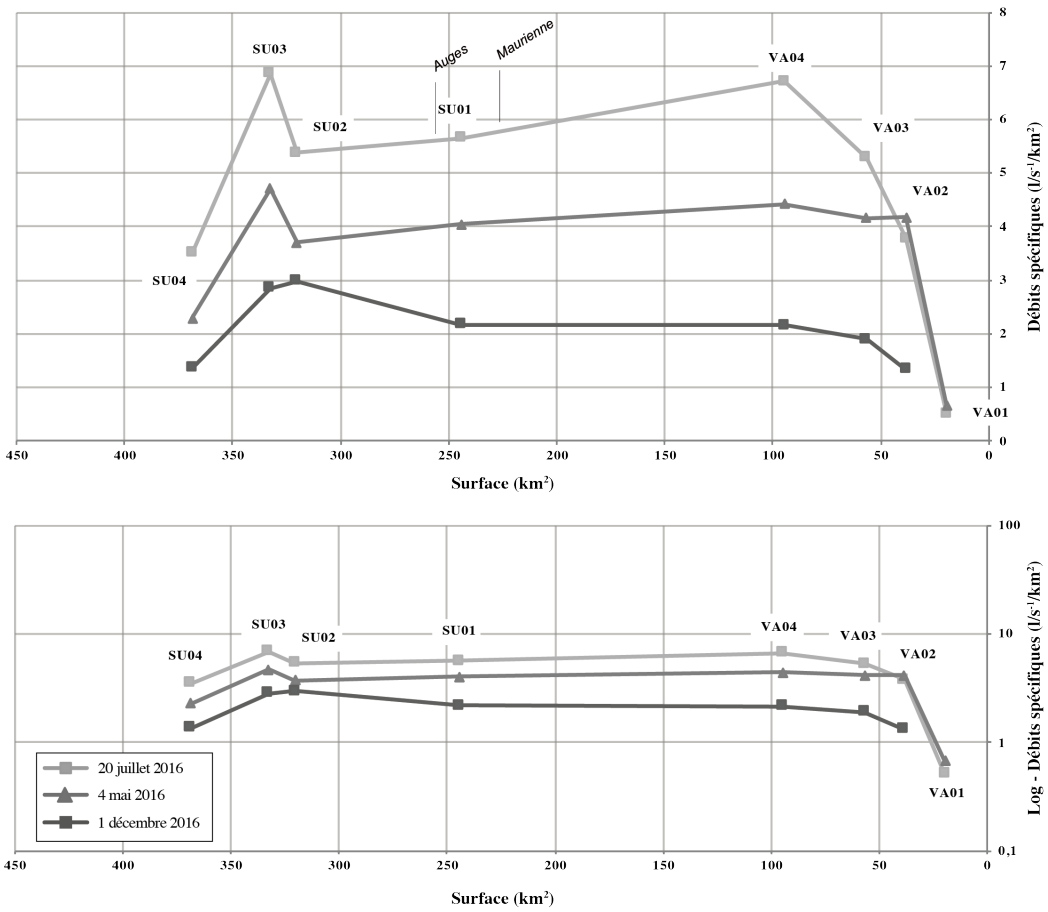


Figure 9.7 : Profils hydrologiques des débits spécifiques de la Vaure-Superbe.

9.2.3.3. Profils hydrologiques des conductivités (µS.cm^{-1}) et des températures (°C)

Les profils de conductivités de la Vaure-Superbe présentent des caractères communs entre chacune des campagnes de mesures. En tête de bassin-versant, entre VA01 et VA02, les valeurs de conductivités chutent et se situent entre 500 et 520 µS.cm^{-1}. Par la suite, la conductivité augmente rapidement sur l'ensemble des 3 campagnes de mesures jusque VA04 (Fig. 9.8). A partir de VA04, les valeurs de conductivités augmentent régulièrement jusqu'au point de mesure SU03 pour la campagne du 1er décembre (basses eaux) et pour les deux autres campagnes, les valeurs sont plus stables (jusque SU01 pour la campagne du 20 juillet et jusque SU02 pour celle du 4 mai 2016) malgré une légère augmentation entre SU2 et SU3. Enfin, de SU03 à SU04, les valeurs de conductivités faiblissent très légèrement sur l'ensemble des 3 campagnes.

Les profils hydrologiques des températures de la Vaure-Superbe présentent des contrastes temporels importants avec les températures allant de 4°C pour la campagne du 1er décembre à des températures de près de 19°C pour la campagne du 20 juillet 2016 (Fig. 9.8). En revanche, les contrastes sont beaucoup moins marqués spatialement, à l'intérieur d'une même campagne car les écarts de température n'excèdent pas les 3,5°C.

Pour la campagne du 20 juillet on observe de manière générale une augmentation des températures d'amont en aval (jusque SU02) car la valeur observée à VA01 (17,3°C) peut-être due à l'indigence des écoulements et à l'influence de la température extérieure (30°C). En revanche, à l'aval les températures diminuent et se stabilisent jusqu'au dernier point de mesure (SU04).

Lors de la campagne du 4 mai 2016, les températures présentent des valeurs très stables d'amont en aval (entre VA01 et SU02) avant d'augmenter légèrement jusque SU04 (température extérieure : 18°C).

La campagne du 1er décembre (température extérieure : 0°C) présente des températures qui diminuent progressivement d'amont en aval qui passent de plus de 7°C à VA01 à 4°C à SU04.

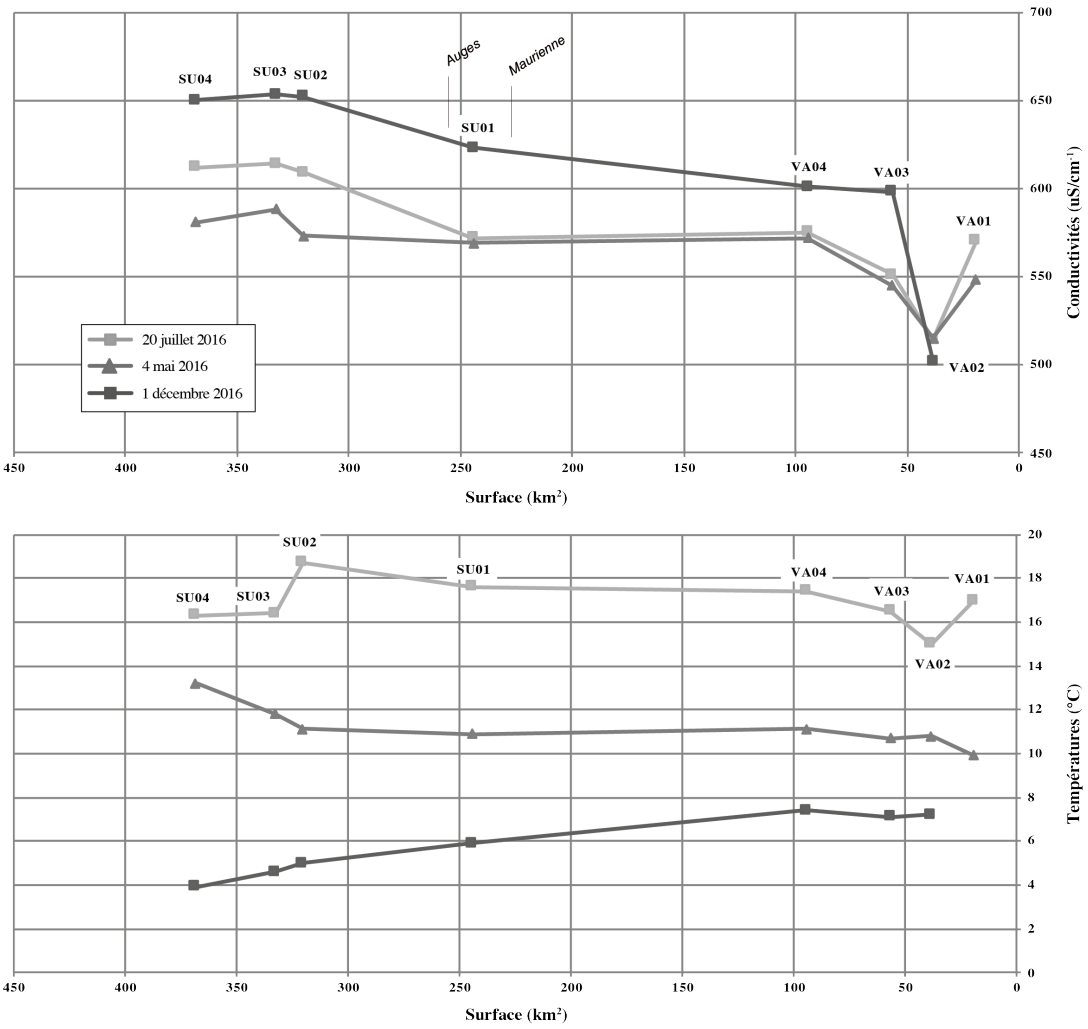


Figure 9.8 : Profils hydrologiques des températures et des conductivités de la Vaure-Superbe.

9.2.4. Spatialisation des écoulements de l'interfluve Marne/Aube

9.2.4.1. Cartographie des rendements hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube

La cartographie des rendements hydrologiques à l'échelle de l'interfluve Marne/Aube, représentés par des classes de 5 $l/s^{-1}/km^2$ permet de mettre en évidence la répartition spatiale des écoulements au sein des bassins-versants connexes à celui du Petit-Morin (Somme-Soude, Berle et Vaure-Superbe). La campagne du 20 juillet 2016 à quant à elle permit de quantifier et de spatialiser l'intégralité des écoulements de l'interfluve en intégrant les bassins-versant du Pisseleu, de la Coole, de l'Herbissonne et de l'Huîtrelle.

Afin de visualiser d'éventuelles disparités selon la période hydrologique, les cartographies des rendements hydrologiques en période de basses eaux et en période de hautes eaux sont représentées.

- *Hautes eaux*

La cartographie des rendements hydrologiques en période de hautes eaux (20 juillet 2016) témoigne de l'hétérogénéité des rendements hydrologiques sur l'interfluve. On remarque tout d'abord que peu de points de mesures sont à secs à l'exception de l'ensemble de la partie orientale du bassin-versant du Petit-Morin, car seulement 3 bassins-versants ne présentent pas d'écoulement (LIN01, SA01 et SO01) et tous sont situés en tête de bassin (Fig. 9.9).

Parmi les 9 bassins-versants cartographiés certains possèdent des rendements hydrologiques relativement homogènes. C'est le cas du Pisseleu, de la Coole et de l'Herbissonne où les écoulements sont très peu contrastés spatialement et où les rendements hydrologiques sont compris entre 0 et 10 $l/s^{-1}/km^2$ (Fig. 9.9).

A l'inverse, certains bassins-versants comme ceux de l'Huitrelle et de la Berle témoignent d'écoulements contrastés, marqués par des secteurs à forts rendements (24 $l/s^{-1}/km^2$ pour HUI03 et 20 $l/s^{-1}/km^2$ pour BER03) qui succèdent ou précèdent des secteurs aux rendements hydrologiques négatifs (-9 $l/s^{-1}/km^2$ pour HUI04 et -5 $l/s^{-1}/km^2$ pour BER04). La partie amont

du bassin de la Berle se caractérise par des rendements hydrologiques croissants de BER01 à BER03. Malheureusement, la partie amont du bassin de l'Huitrelle étant située dans le camp militaire de Mailly-le-Camp, elle n'a pas pu être cartographiée (HUI01).

Le bassin-versant de la Vaure-Superbe possède dans sa partie amont des rendements hydrologiques relativement homogènes situés entre 0 et 10 $l/s^{-1}/km^2$ jusque VA04. Par la suite, dans sa partie médiane et aval, les écoulements semblent plus contrastés et se caractérisent par des secteurs à rendements hydrologiques très élevés (45 $/s^{-1}/km^2$ au niveau de SU03) et d'autres négatifs (-280 $l/s^{-1}/km^2$).

La Somme-Somme possède des rendements hydrologiques assez contrastés spatialement. Tout d'abord, dans sa partie amont, les rendements hydrologiques s'accroissent d'amont en aval et passent de 2 $l/s^{-1}/km^2$ à SOM01 à 14 $/s^{-1}/km^2$ au niveau du coude de capture (SOM05) avant de diminuer légèrement à SOM06 (< 5 $l/s^{-1}/km^2$). On retrouve plus à l'aval des rendements hydrologiques situés entre 5 et 15 $l/s^{-1}/km^2$ au niveau de la confluence de la Somme avec la Soude. Par la suite les écoulements semblent se stabiliser entre SS01 et SS03 entre 0 et 5 $l/s^{-1}/km^2$ avant de voir les rendements hydrologiques chuter dans la partie aval de la Somme-Soude où ces derniers sont négatifs (-5 $l/s^{-1}/km^2$).

Le bassin-versant du Petit-Morin ayant déjà fait l'objet d'une analyse de la spatialisation des rendements hydrologiques (*cf.* chapitre 8) il est tout de même essentiel de remarquer que la partie orientale du bassin d'alimentation présente des écoulements faibles, à l'inverse des sous-bassins versant connexes appartenant aux bassins-versants de la Vaure-Superbe, de la Somme-Soude et de la Berle (Fig. 9.9).

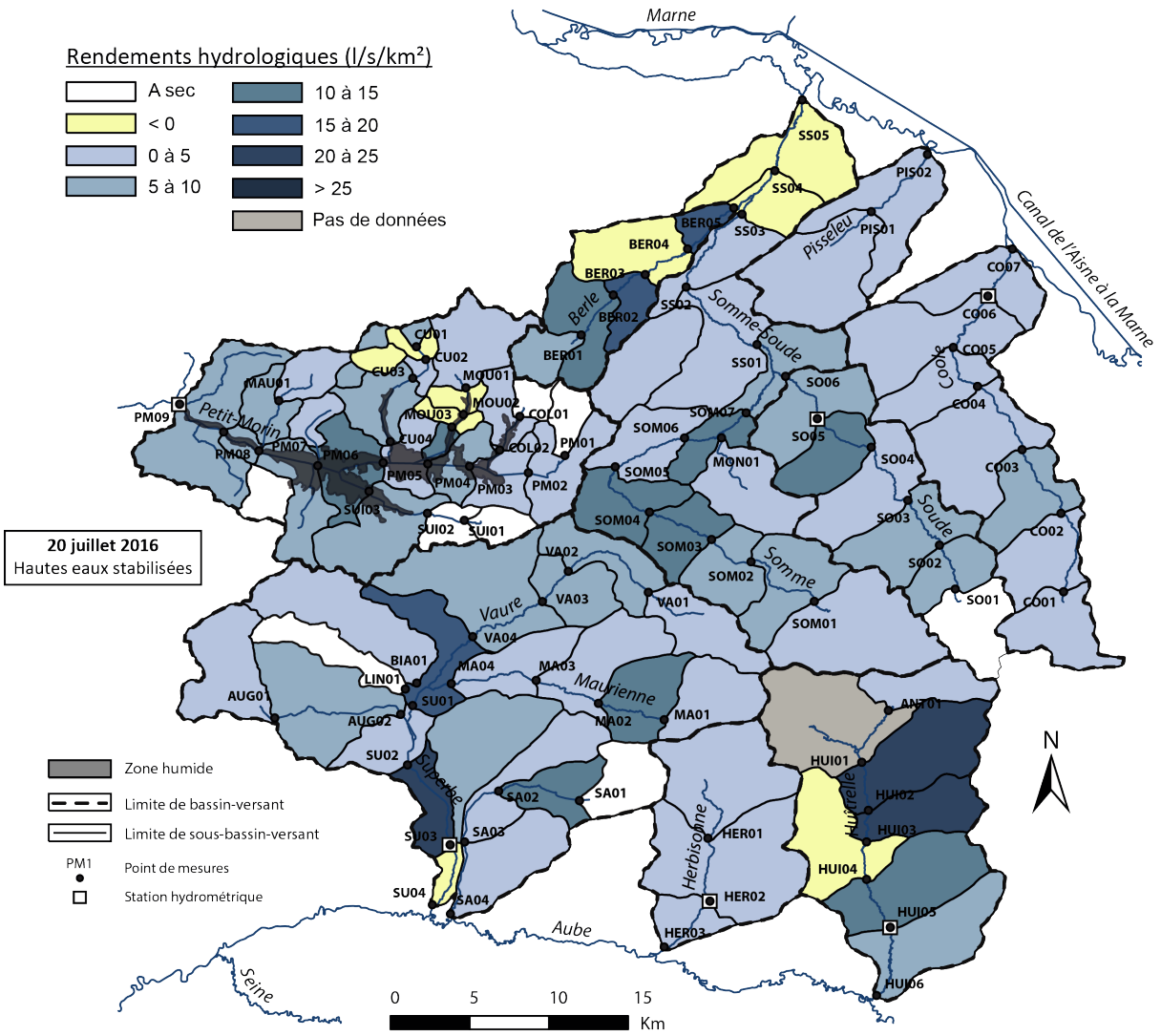


Figure 9.9 : Cartographie des rendements hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube en période de hautes eaux.

- *Basses eaux*

La campagne réalisée en période de basses eaux (1er décembre 2016) présente des valeurs de rendements hydrologiques légèrement moins contrastés que lors de la campagne du 20 juillet 2016 (hautes eaux) au niveau des bassins-versants du Petit-Morin, de la Vaure-Superbe, de la Somme-Soude et de la Berle.

Le bassin-versant de la Vaure-Superbe témoigne d'une homogénéité des rendements hydrologiques dans sa partie amont, de VA02 à VA04 (VA01 à sec) et sur l'ensemble de la Maurienne, son affluent de rive gauche, où les rendements hydrologiques sont tous situés entre

0 et 5 $l/s^{-1}/km^2$ (Fig. 9.10). On retrouve toutefois une partie aval plus contrastée, comme lors de la campagne du 20 juillet, qui se caractérise par un sous-bassin versant SU02 aux rendements hydrologiques élevés (20 $l/s^{-1}/km^2$) suivi par deux sous-bassins versants aux rendements négatifs (-1 $l/s^{-1}/km^2$ pour SU03 et -130 $l/s^{-1}/km^2$ pour SU04).

Le bassin-versant de la Somme-Soude possède dans sa partie amont des caractéristiques hydrologiques relativement différentes de celles de la Vaure-Superbe car l'amont du cours d'eau n'est pas marqué par une homogénéisation des rendements hydrologiques. En effet, si les rendements augmentent de SOM01 (à sec) à SOM03 (6 $l/s^{-1}/km^2$) ils deviennent négatifs au point de mesure SOM04 (-1 $l/s^{-1}/km^2$). C'est au niveau du coude de capture, entre SOM05 et SOM06 que les rendements hydrologiques augmentent de nouveau (autour de 6 $l/s^{-1}/km^2$) avant de redevenir négatifs à SOM07 (-3 $l/s^{-1}/km^2$) (Fig. 9.10). La partie aval du bassin-versant est, elle aussi contrastée car au niveau du point de mesure SS03 les rendements hydrologiques sont importants (12 $l/s^{-1}/km^2$) et chutent brutalement à SS04 et SS05 (-12 $l/s^{-1}/km^2$).

On retrouve au niveau du bassin-versant de la Berle une organisation des écoulements relativement semblable à celle observée en période de hautes eaux avec une partie amont marquée par des rendements hydrologiques positifs et un sous-bassin versant BER04 aux rendements hydrologiques négatifs (-2 $l/s^{-1}/km^2$).

Le bassin-versant du Petit-Morin ayant déjà fait l'objet d'une analyse de la spatialisation des rendements hydrologiques (*cf.* chapitre 8) il faut simplement retenir ici que l'ensemble de la partie orientale du bassin d'alimentation du Petit-Morin ne présente pas d'écoulements (Fig. 9.10).

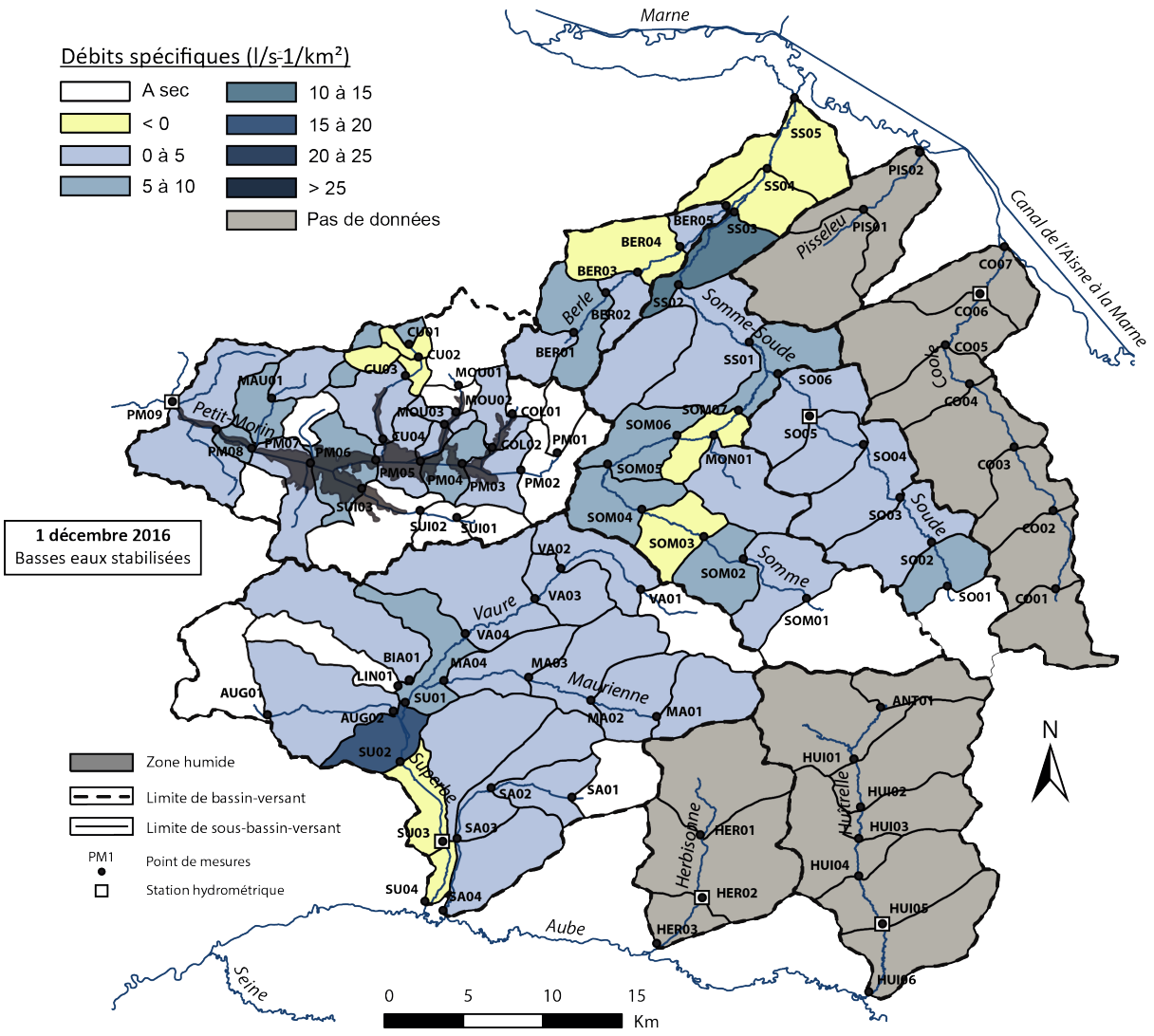


Figure 9.10 : Cartographie des rendements hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube en période de basses eaux.

9.2.4.2. Cartographie des températures de l'interfluve Marne/Aube

La cartographie des températures sur l'ensemble de l'interfluve Marne/Aube met en valeur l'homothermie déjà identifiée sur les profils hydrologiques de la Vaure-Superbe et de la Somme-Soude. Si à l'échelle d'un même bassin-versant les contrastes de températures sont peu marqués, il semble tout de même qu'il existe un léger contraste des températures entre les bassins-versants situés dans la partie est de l'interfluve et ceux situés plus à l'ouest (Fig. 9.11).

Les bassins-versants de la Coole et de Huitrelle possèdent lors de la campagne du 20 juillet des températures moins élevées (entre 12 et 14°C) que sur l'ensemble de l'interfluve où les

températures sont comprises entre 12 et 22°C. On retrouve également ces températures en tête des bassins-versants de la Somme, et de Soude, de la Maurienne et de la Berle.

Au niveau des bassins-versants de la Somme-Soude et de la Vaure-Superbe, cette cartographie paraphrase les résultats mis en valeurs par les profils hydrologiques (amplitude thermique faible au sein d'une même campagne de mesures).

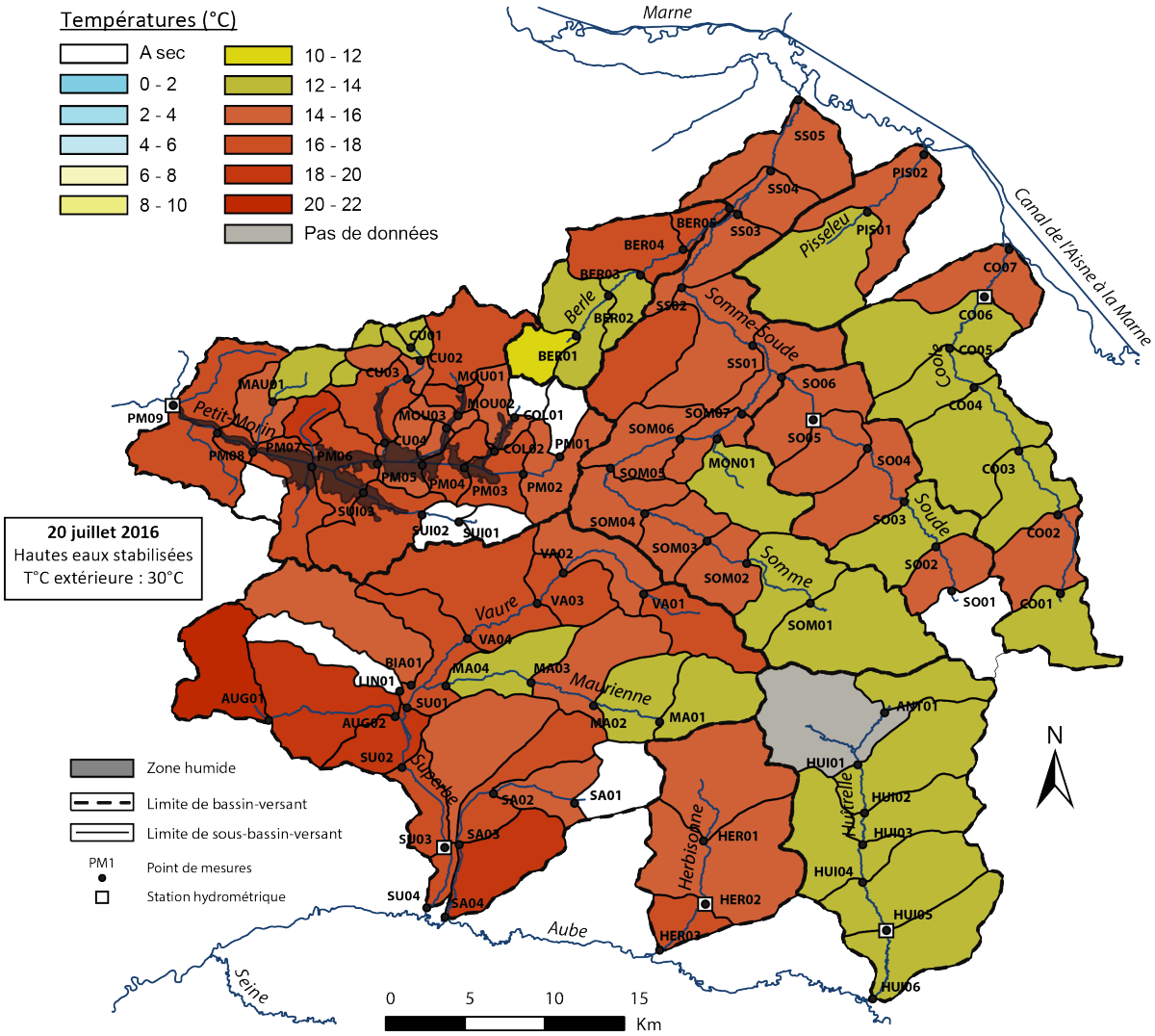


Figure 9.11 : Cartographie des températures de l'interfluve Marne/Aube le 20 juillet 2016.

Au 1er décembre, la partie amont de la Vaure-Superbe possède des températures légèrement plus importantes (6 à 8°C) que celles observées plus en aval (entre 2 et 6°C) (Fig. 9.12). La Somme-Soude possède quant à elle des températures assez homogènes d'amont en aval.

Quant au bassin-versant de la Berle, ce dernier possède dans sa partie amont (BER01, BER02 et BER03) des températures assez homogènes dans le temps. En effet, la tête du bassin-versant se caractérise par des températures situées entre 7 et 12°C quelles que soit les températures extérieures (0°C pour le 1er décembre et 30°C pour le 20 juillet 2016). On retrouve d'ailleurs ce fonctionnement au niveau des affluents de rive droite du Petit-Morin (*cf*. Chapitre 8).

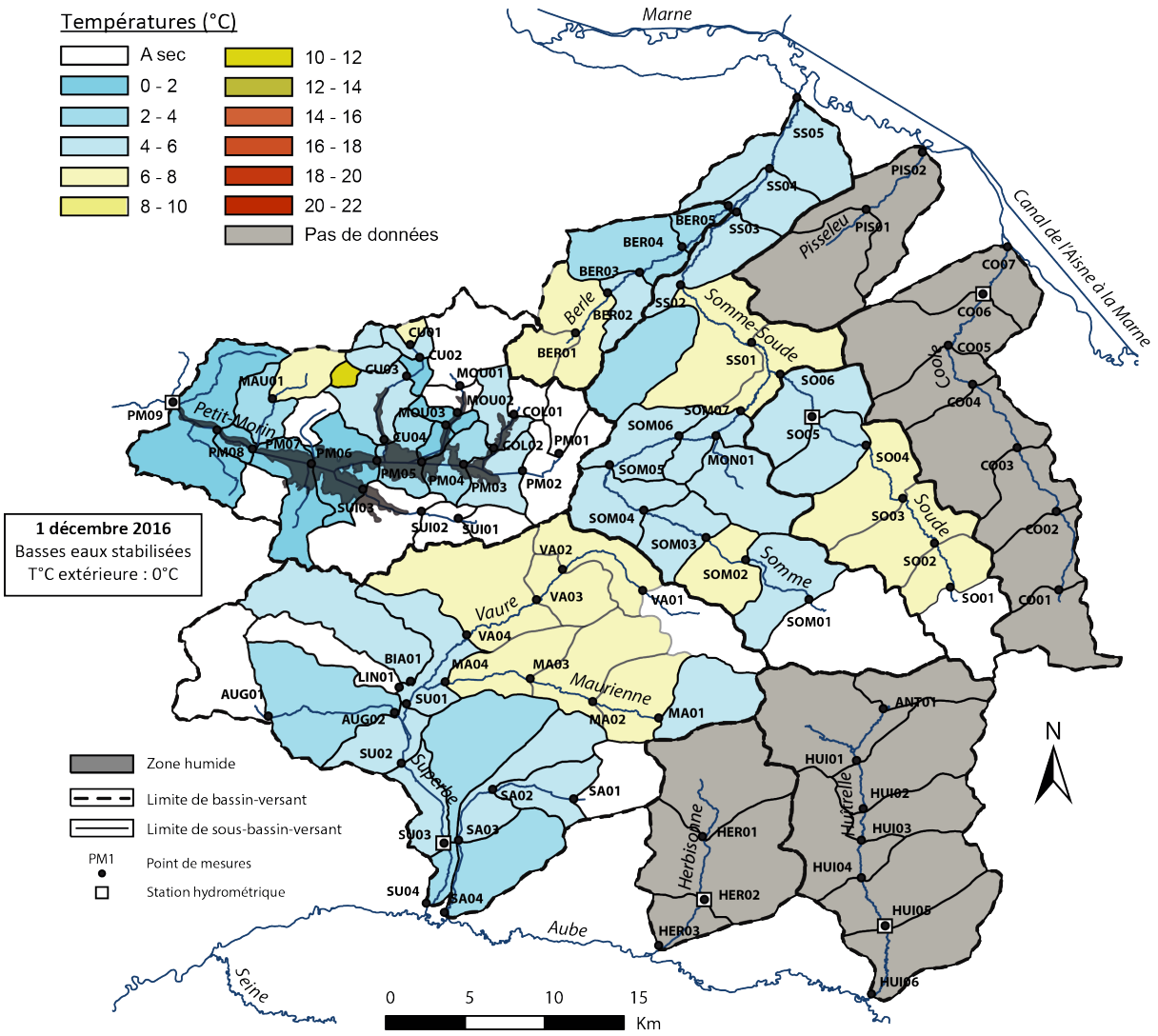


Figure 9.12 : Cartographie des températures de l'interfluve Marne/Aube le 1er décembre 2016.

9.2.4.3. Cartographie des conductivités de l'interfluve Marne/Aube

La spatialisation des valeurs de conductivité à l'échelle de l'interfluve Marne/Aube et notamment la campagne du 20 juillet 2016 met en évidence un gradient des conductivités allant des conductivités les plus faibles à l'est pour arriver à des conductivités plus importantes dans la partie ouest de l'interfluve (Fig. 9.13, 14). En effet, la tête des bassins-versants de la Soude, de la Coole et l'intégralité du bassin-versant de l'Huitrelle possèdent les conductivités les plus faibles de l'interfluve avec des valeurs comprises entre 450 et 500 $\mu S.cm^{-1}$ (20 juillet 2016).

Dans la partie centrale de l'interfluve, on distingue une relative homogénéité des conductivités (encore plus marquée en période de basses eaux) avec des valeurs comprises entre 500 et 600 $\mu S.cm^{-1}$. Toutefois, lors de la campagne du 20 juillet 2016, en hautes eaux les conductivités dans la partie amont de la Somme sont légèrement plus importantes entre SOM01 (652 $\mu S.cm^{-1}$) et SOM03 (613 $\mu S.cm^{-1}$) avant de redevenir dans des classes de valeurs standards.

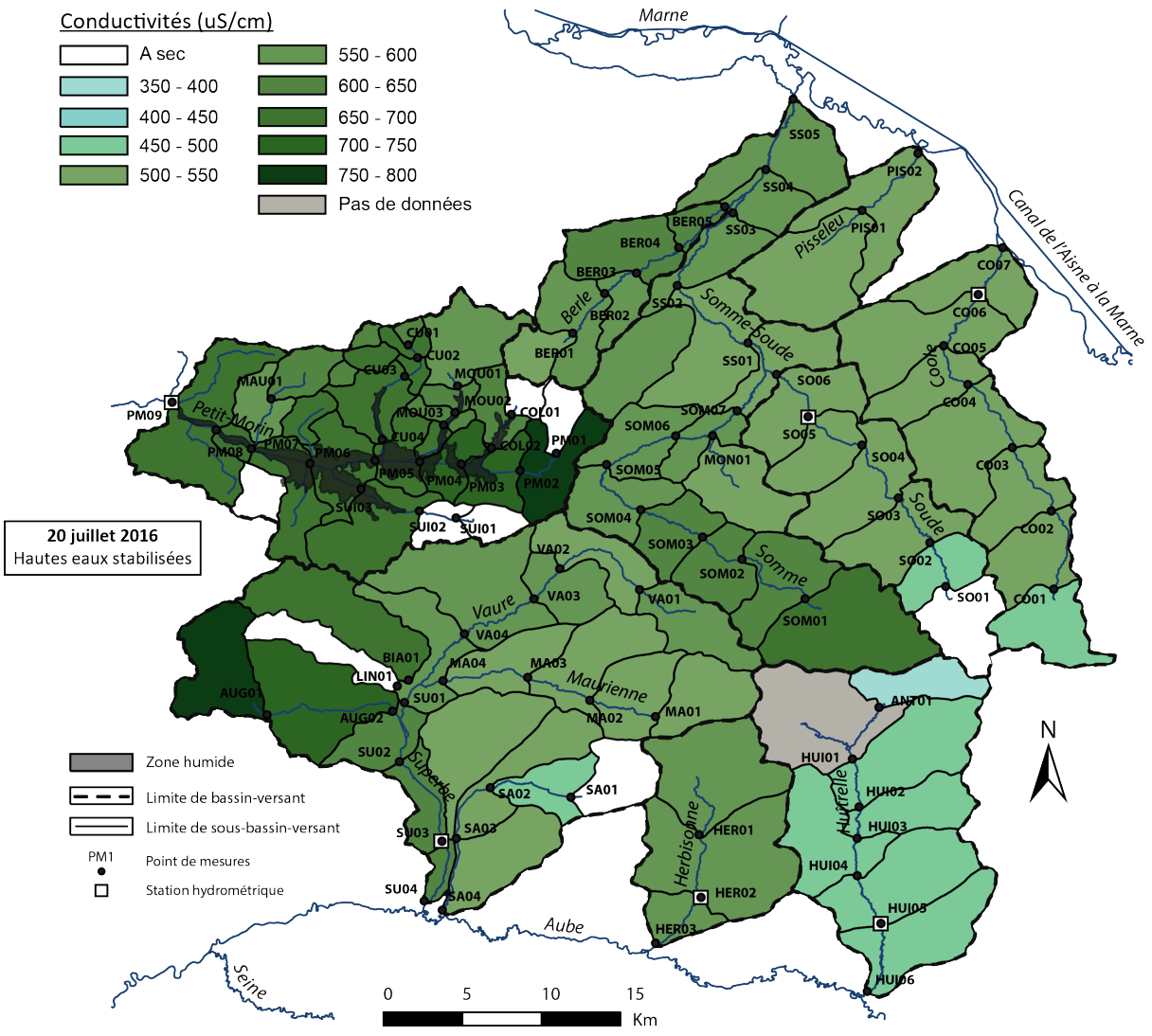


Figure 9.13 : Cartographie des conductivités de l'interfluve Marne/Aube le 20 juillet 2016.

Le bassin-versant de la Vaure-Superbe se caractérise également par des valeurs de conductivités plus importantes au niveau de ses affluents de rives droites que sont le Ruisseau des Auges et le Biard (entre 671 et 771 µS.cm^{-1}). On remarque également une légère augmentation des conductivités dans la partie aval des bassins-versants de la Somme-Soude, de la Vaure-Superbe et de la Berle.

Enfin, les valeurs de conductivités rencontrées dans le fond de la vallée du Petit-Morin sont plus importantes (entre 650 et 800 µS.cm^{-1}) quelle que soit la période hydrologique (*cf.* Chapitre 8).

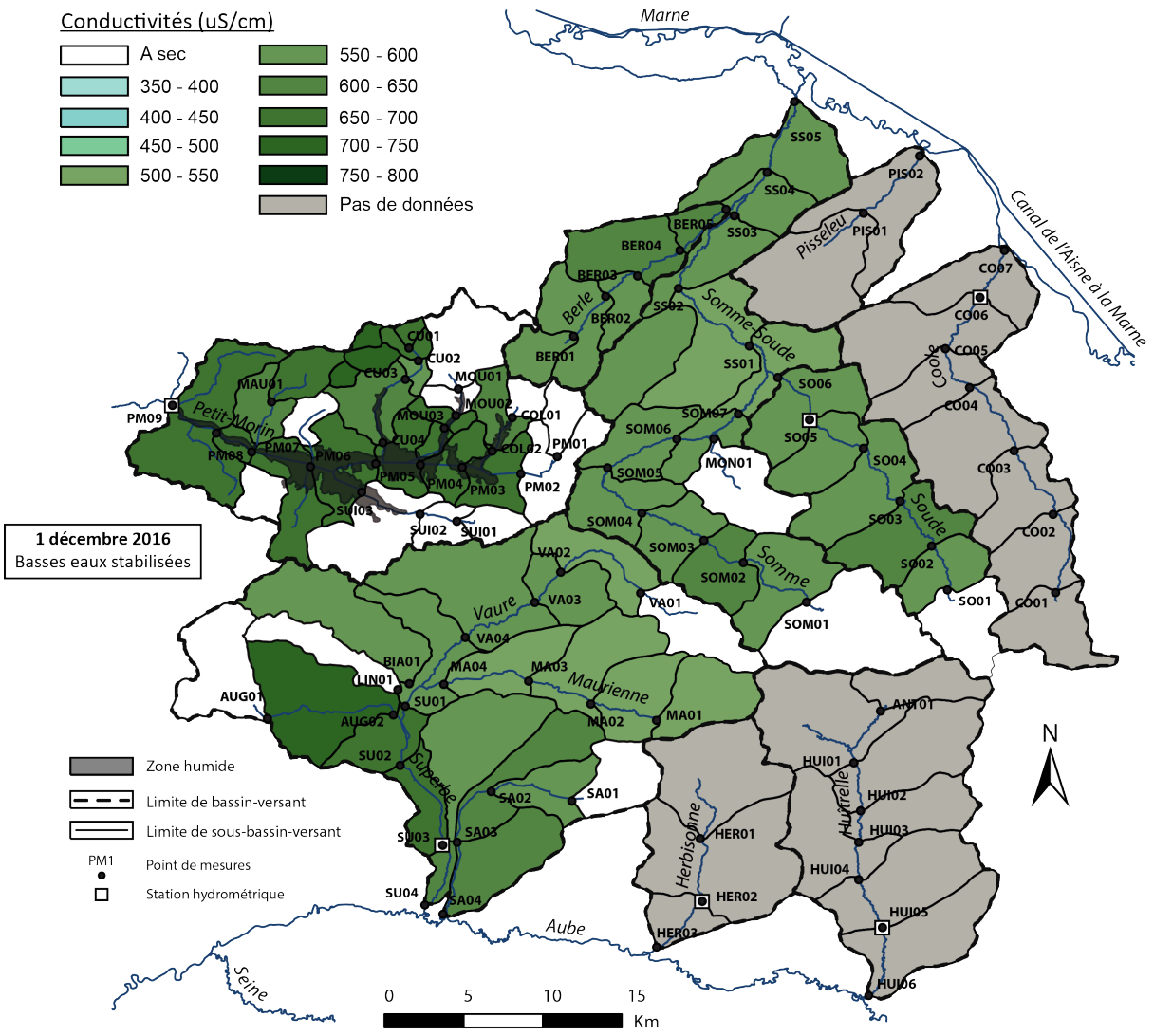


Figure 9.14 : Cartographie des conductivités de l'interfluve Marne/Aube le 1er décembre 2016.

9.3. Discussion : Les conditions d'écoulements à l'échelle de l'interfluve Marne/Aube

Dans un contexte lithologique homogène tel que celui de l'interfluve Marne/Aube, le comportement hydrodynamique de l'ensemble des cours d'eau devrait potentiellement être très peu contrasté dans l'espace. Or on constate, grâce à la spatialisation des débits, de fortes disparités à la fois au sein d'un même bassin-versant (Fig. 9.9, 10) mais également à l'échelle de l'ensemble de l'interfluve (Huîtrelle). Ces conditions d'écoulements sont marquées par la concomitance d'évolution particulière des débits bruts, spécifiques, des températures et des conductivités pour chaque tronçon à écoulement homogène (Fig. 9.15).

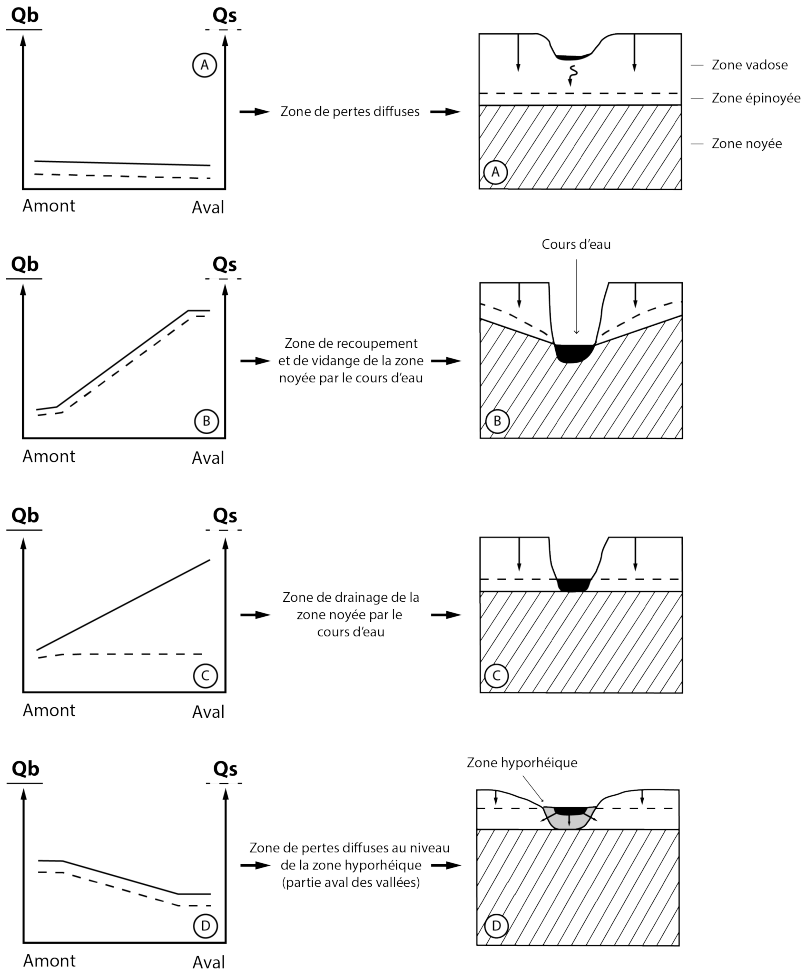


Figure 9.15 : Interprétation des profils hydrologiques en fonction des relations nappes/rivières observées sur l'interfluve Marne/Aube (modifié d'après Devos *et al*, 2013).

- A : La présence d'écoulements indigents, voire de secteurs en assecs avec des débits spécifiques nuls à très faibles (moins de 1 l/s/km^2) illustre des secteurs d'infiltration généralisée. On retrouve ce phénomène généralement en tête de bassin-versant du Petit-Morin, du Ruisseau des Suisses, dans la partie amont du Salon, de la Coole, de la Somme, de la Soude et de la Vaure. Ce cas de figure illustre un cours d'eau perché, déconnecté avec sa nappe. Le cours d'eau draine la zone vadose ; il est infiltrant (Fig. 9.15-A).

- **B** : Les augmentations conjointes des débits bruts et des débits spécifiques (de 1 à 7 l/s/km^2) associées à une augmentation de la conductivité (de 150 à 200) ainsi qu'un rafraîchissement estival ou un réchauffement hivernal des eaux illustre un recoupement de la nappe par le cours d'eau (Fig. 9.15-B). Ce dernier draine la nappe et provoque un rabattement plus ou moins important au niveau des vallées, souligné par la pente de la surface piézométrique. C'est le cas sur la Vaure, en amont de VA04 et sur la Somme, en amont de SOM06. Le cours d'eau peut être qualifié de cours d'eau drainant.

- **C** : L'augmentation des débits bruts associée à la stagnation des débits spécifiques (variation de 1 l/s/km^2) conjointe à une stagnation des températures et des conductivités illustre un cours d'eau en équilibre avec sa nappe qui ne provoque pas de rabattement piézométrique. Dans ce cas la nappe est sub-affleurante dans certaines vallées, en position de dôme piézométrique (Petit-Morin) et en dépression piézométrique (Superbe).

- **D** : La stagnation, voire la baisse des débits bruts associée à une baisse des débits spécifiques, des conductivités et une sensibilité aux températures atmosphériques témoigne d'un cours d'eau perdant, infiltrant de manière diffuse dans les formations alluviales (aval de la Superbe dans la nappe alluviale de l'Aube et aval de la Somme-Soude dans la nappe alluviale de la Marne) (Fig. 9.15-D).

Dans ce dispositif de cuesta, l'aquifère est généralement libre à l'est (amont pendage) et possède une zone non saturée relativement épaisse (Fig. 9.16-A). Au centre du revers du plateau, l'aquifère est toujours libre et est sub-affleurant ou recoupe la surface topographique (Fig. 9.16-B). Ce dernier est drainé par les cours d'eau qui le traversent et provoquent un rabattement piézométrique. Ce phénomène détermine des ressources en eau plus importantes. Vers l'ouest, en s'approchant de la côte d'Île-de-France et de la limite de nappe captive, les cours d'eau sont en équilibre avec leur nappe (pas de rabattement piézométrique) et il peut apparaitre des

émergences et/ou des zones humides (Marais de Saint-Gond) (Fig. 9.16-C) dans ces secteurs de limite de condition de flux. Au pied de la côte d'Île-de-France, l'aquifère de la craie est captif et recouvert par une couverture totalement imperméable ou semi-perméable du Tertiaire (Yprésien inférieur) qui induit également des aquifères perchés (Cuisien, Lutétien – Ludien).
L'organisation spatiale des cours d'eau sur l'interfluve Marne/Aube s'inscrit dans ce dispositif de cuesta. A ce titre les cours d'eau cataclinaux (Petit-Morin, Somme supérieure, Vaure supérieure) connaissent successivement de l'amont vers l'aval chaque condition d'échanges nappe/cours d'eau décrite précédemment. Pour les cours d'eau à faible incision et faible pente longitudinale (Petit-Morin) et en position de dôme piézométrique (Fig. 9.17) le rabattement piézométrique est inexistant. Ce dernier est corrélatif au degré d'incision des vallées qui drainent l'interfluve comme pour la Somme supérieure et la Vaure. Sur l'interfluve Marne/Aube ce degré d'incision porte également la marque des captures qui conditionnent l'organisation spatiale de la piézométrie régionale.

Les cours d'eau anaclinaux (Berle et Somme inférieure) présentent successivement les conditions d'écoulement contrastées selon leur degré d'incision. La Berle, née de l'exsurgence karstique de Vertus (Damien *et al*, 2018) au pied de la côte d'Île-de-France draine la nappe de la craie alimentée dans sa partie supérieure par un karst de contact lithostratigraphique dans la haute vallée du Surmelin, tributaire de la Marne inférieure, et dans la traversée des plateaux tertiaires. Cette capture hydrographique active bénéficiaire à la Berle anaclinale explique ses rendements hydrologiques spécifiques importants en tête de bassin. En revanche, dans sa partie médiane elle draine la nappe de la craie et provoque un léger rabattement piézométrique avant de se perdre dans la plaine alluviale de la Marne.

Les cours d'eau orthoclinaux vidangent la nappe de la craie en fonction de leur proximité au niveau de base local. Les affluents directs de l'Aube fortement incisés provoquent un rabattement important qui se traduit par des rendements hydrologiques plus forts (Huîtrelle et Superbe) à l'exception de leur partie inférieure marquée par des infiltrations généralisées dans les alluvions du corridor fluviale de l'Aube. En effet, l'organisation spatiale actuelle de l'hydrographie porte l'héritage des captures hydrographiques de la Somme-Morin et de la Vaure-Morin et conditionne les échanges nappe-rivières selon les 4 types définis plus haut.

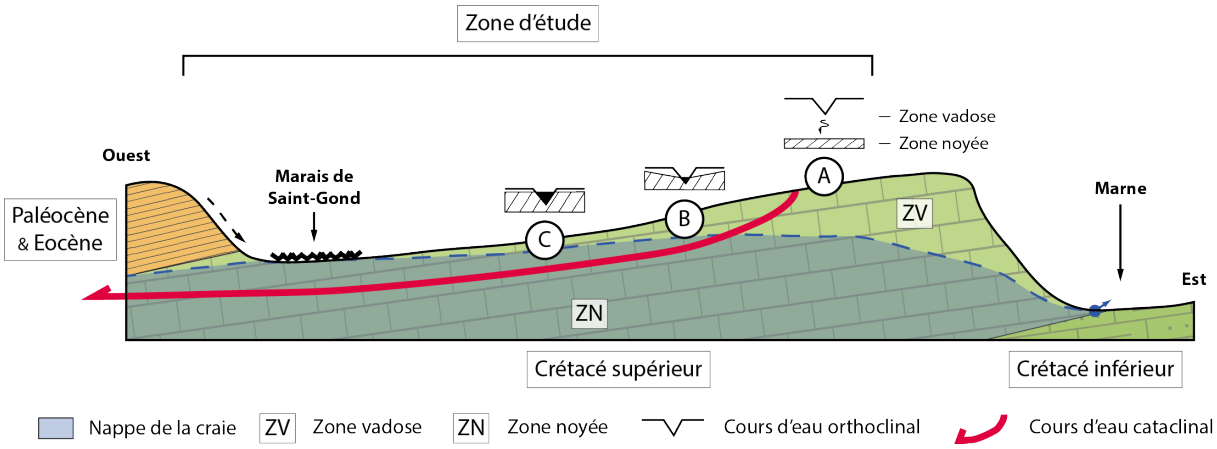


Figure 9.16 : Échanges nappe/rivière dans le dispositif de cuesta.

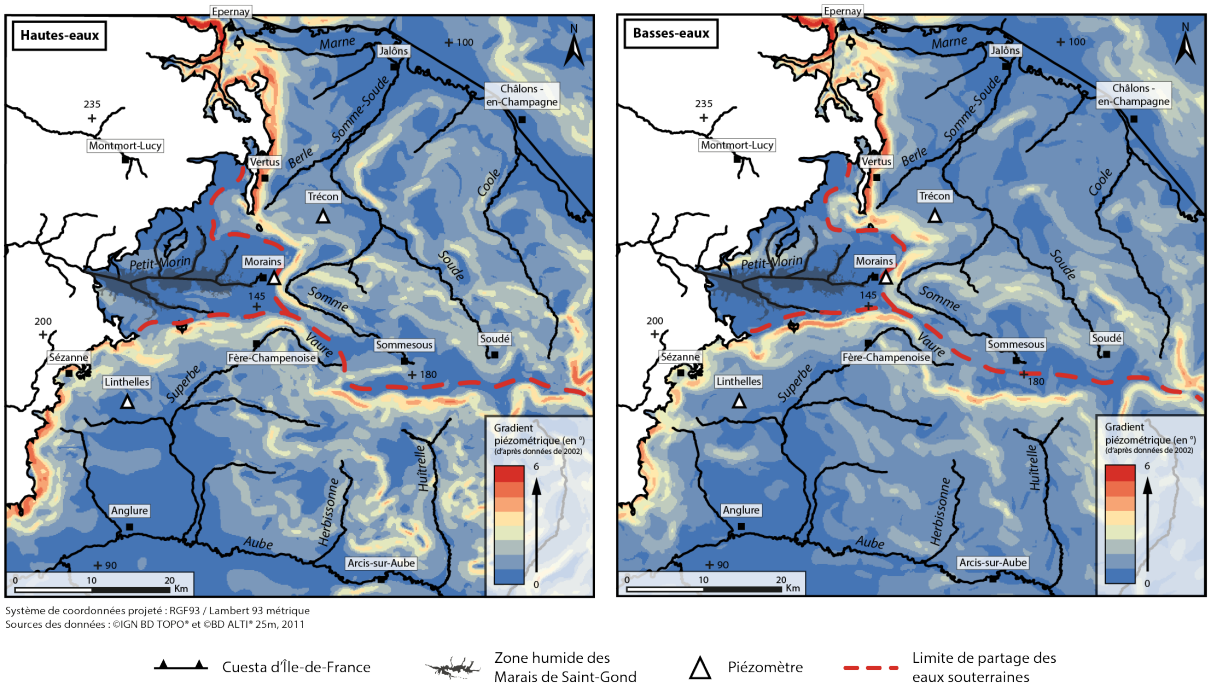


Figure 9.17 : Cartographie du gradient piézométrique en situation de hautes eaux et de basses eaux.

Contenu de l'organisation spatiale des rendements hydrologiques des bassins élémentaires dans le dispositif de cuesta sur l'interfluve, entre deux grandes percées cataclinales (Marne et Aube), des transferts de masses d'eau souterraines sont mis en évidence. En effet, les lignes de crêtes topographiques séparant des bassins élémentaires à forts rendements hydrologiques de ceux à rendements indigents ou à infiltration généralisée, correspondent aux plus forts gradients hydrauliques déterminant des secteurs à ligne de courant témoignant de transferts de masses d'eau souterraines. C'est le cas du bassin supérieur du Petit-Morin vraisemblablement inscrit

dans le bassin d'alimentation de la Somme, au niveau du coude de capture. C'est également le cas pour le bassin supérieur du ruisseau des Suisses qui profite au bassin de la Vaure et au bassin versant du ruisseau de Coligny drainé par la Berle supérieure.

La divergence des écoulements souterrains de part et d'autre du bassin supérieur du Petit-Morin vers les tributaires de l'Aube et de la Marne s'explique par le dôme piézométrique qui se perpétue en hautes eaux et en basses eaux sans amplitude marquante (variations centimétriques saisonnières) alors que les rivières périphériques divergentes à ce dôme connaissent des variations métriques entre hautes eaux et basses eaux, corrélatives au degré du rabattement piézométrique de la nappe de la craie. Cela se traduit par un gradient hydraulique exacerbé en basses eaux en périphérie du bassin versant du Petit-Morin (Fig. 9.17). L'organisation spatiale de la piézométrique à l'échelle de l'interfluve porte les marques des captures hydrographiques et des différents degrés d'incision de la Marne et de l'Aube.

Conclusion du chapitre 9

Pour comprendre au mieux les dynamiques d'écoulement au sein de l'interfluve, un changement d'échelle s'est imposé afin de passer d'une échelle locale (Marais de Saint-Gond à une échelle régionale (interfluve Marne/Aube) et s'avère riche en enseignements. Les campagnes de mesures sérielles de débits, de conductivités et de températures, valorisées par des profils hydrologiques et une cartographie des rendements hydrologiques par bassins-versants élémentaires à l'échelle du Petit-Morin et de l'interfluve Marne/Aube mettent en évidence l'hétérogénéité spatiale des conditions d'écoulements dans l'auréole de la craie. En effet, on distingue au sein de bassins-versants, identifiés comme relativement homogènes lors de l'analyse aux stations hydrométriques, des conditions d'écoulements variées, dictées par les relations nappe/rivière corrélatives au degré d'incision des vallées. Ce dernier étant lui-même la conséquence de la réorganisation hydrographique intervenue sur l'interfluve durant le Pléistocène. L'analyse de la piézométrie à l'échelle de l'interfluve témoigne de transferts de masses d'eau entre bassins-versants connexes et particulièrement entre le bassin supérieur du Petit-Morin et les tributaires de la Marne et de l'Aube que sont la Somme-Soude et la Vaure-Superbe. L'existence d'un dôme piézométrique au niveau du bassin des Marais de Saint-Gond décale vers l'est les forts gradients normalement présents au pied de la côte d'Île-de-France et encourage les transferts entre bassins-versants. Là encore, les degrés d'incision différentiels des cours d'eau sur l'ensemble de l'interfluve jouent un rôle primordial dans l'organisation de la piézométrie régionale. Le contexte hydrologique et piézométrique de l'interfluve Marne/Aube semble donc porter les marques des captures hydrographiques.

Conclusion de la partie 3

Dans un milieu de bas plateau homogène géologiquement et climatiquement, de plus alimenté par un même aquifère, à l'exception des quelques niveaux aquifères présents sur le front de la côte d'Île-de-France, les analyses aux stations hydrométriques de l'interfluve et la spatialisation des rendements spécifiques mettent en évidence l'hétérogénéité spatiale des conditions d'écoulement sur l'interfluve Marne/Aube. Toutefois, si l'analyse aux stations hydrométriques permet de mettre en valeur des comportements hydrodynamiques différents entre les grands bassins-versants de l'interfluve, elle lisse considérablement les conditions d'écoulements à l'intérieur des bassins-versants. C'est pourquoi il est nécessaire de travailler à l'échelle des bassins-versants élémentaires.

Ces disparités spatiales des dynamiques d'écoulement peuvent s'expliquer grâce à plusieurs facteurs :

- Le dispositif structural qui, *via* la fracturation détermine un aquifère barré au sortir des Marais de Saint-Gond mais également par la présence d'un couloir de fracturation orienté NE-SW qui favorise l'installation des vallées à aval des coudes de capture. La fracturation de la craie au niveau de ces couloirs offre des ressources en eau plus importantes comme identifiées lors de la spatialisation des débits spécifiques.

- Les héritages du Pléistocène représentés par les captures hydrographiques et par les valeurs d'incision des cours d'eau qui en découlent (érosion régressive) ont largement participé à la réorganisation spatiale du réseau hydrographique dans le dispositif de cuesta. En effet, le degré d'incision des vallées détermine les conditions d'échanges nappe/rivière hétérogènes au sein de l'interfluve qui ont pu être identifiées par la cartographie des rendements hydrologiques et la réalisation de profils hydrologiques. Ces derniers se caractérisent soit par des cours d'eau perchés, déconnectés de la nappe et par conséquent infiltrants (en tête de bassin), soit par des cours d'eau drainant la nappe, en connexion avec celle-ci, soit par des cours d'eau en équilibre avec la nappe ou enfin, soit par des cours d'eau connaissant des infiltrations *via* des écoulements hypodermiques dans les alluvions modernes des grandes vallées (Marne et Aube).

-Le contexte piézométrique joue également un rôle fondamental dans la compréhension des dynamiques hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube. Ce dernier présente des dômes et

des gradients piézométriques forts dans une région pourtant homogène géologiquement. En effet, les grandes vallées de la Marne et de l'Aube constituent des niveaux de base locaux alors que les points les plus hauts du système se situent au niveau de la vallée du Petit-Morin. Cette piézométrie contrastée, observée sur l'interfluve résulte de l'incision différentielle des cours d'eau à la suite des captures hydrographiques. A ce titre, le contexte piézométrique des Marais de Saint-Gond et plus généralement de l'interfluve Marne/Aube peut être associé aux héritages pléistocène.

- Le rôle des formations alluviales présentes au niveau des Marais de Saint-Gond et dans les grandes vallées de la Marne et de l'Aube est clairement identifié. En effet, dans la partie aval des vallées de la Superbe et de la Somme-Soude, les rendements spécifiques négatifs témoignent d'écoulements hypodermiques dans les alluvions modernes des grandes vallées défavorables aux cours d'eau tributaires. La nature et la géométrie des formations alluviales peuvent également faire migrer les points d'inflexion sur les profils hydrologiques. C'est le cas sur le tracé amont du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond) où la limite de nappe captive, assurée normalement par les argiles de l'Yprésien inférieur, est décalée vers l'est de plus de 10 km. Toujours au niveau des Marais de Saint-Gond, la zone hyporhéique, composée de formations alluviales tardiglaciaires et holocènes constitue une véritable zone tampon entre les échanges nappe/rivière. A ce titre, les valeurs de conductivités sont très homogènes sur l'ensemble de la partie amont du Petit-Morin alors que les températures du cours d'eau sont sensibles aux températures atmosphériques.

- Le degré de karstification de la craie peut également expliquer les disparités spatiales des écoulements observées sur l'interfluve Marne/Aube. Si dans un milieu indigène à la craie, loin des formations tertiaires, la surface fondamentale est trop haute et de ce fait rend la karstification impossible, la côte d'Île-de-France offre un potentiel front de karstification (Damien *et al*, 2018). Toutefois, ce dernier est très variable le long de la cuesta d'Île-de-France car il semble conditionné par les conditions de dépôts du Paléogène (Fig. 9.18).

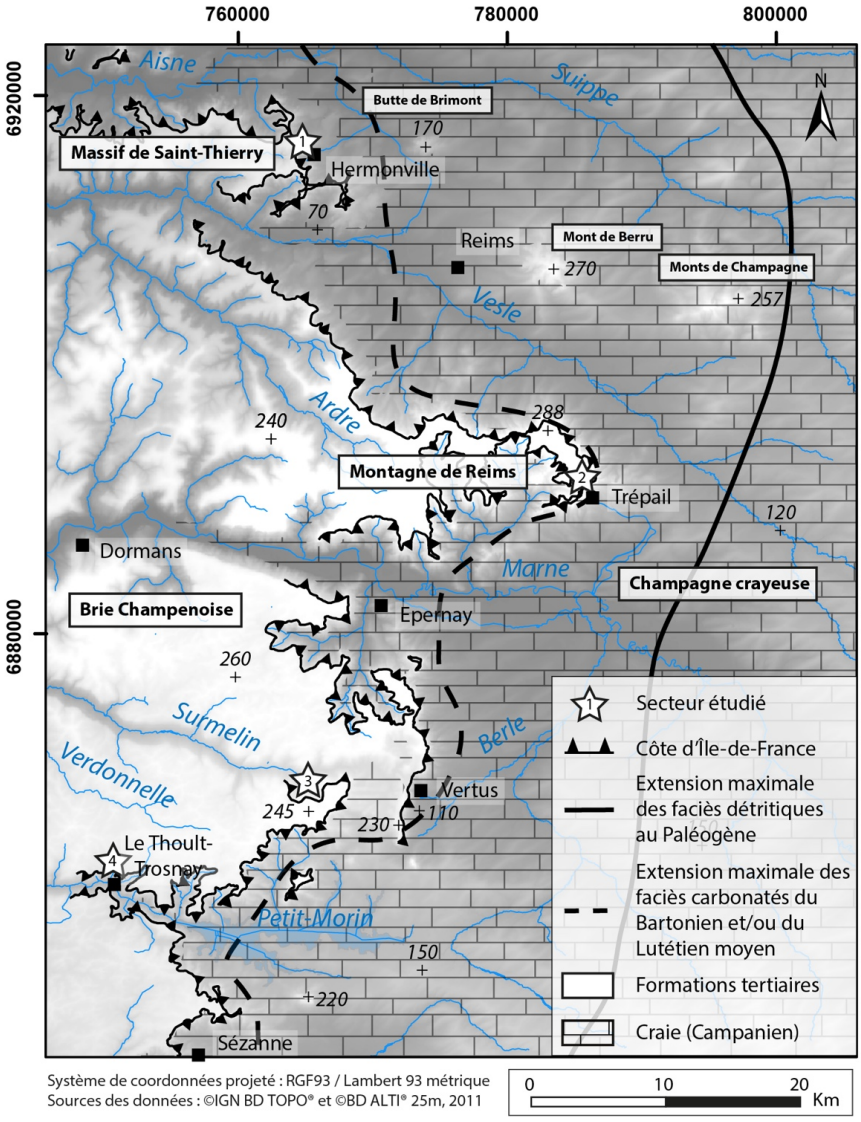


Figure 9.18 : Carte de localisation et principaux traits morphosctructuraux du front de la côte d'Île-de-France (Damien *et al*, 2018).

La côte d'Île-de-France se situe en position de rivage de la sédimentation paléogène, ce qui détermine des faciès géologiques nombreux et variés qui font que sur un axe nord-sud, il est possible de rencontrer des dépôts marins, littoraux, continentaux ou lagunaires. L'ensemble de ces dépôts induit des formations géologiques de natures différentes et par conséquent avec des comportements hydrodynamiques totalement différents qui génèrent des fronts de karstification (Fig. 9.19-2,3), des karst couverts (Fig. 9.19-4) ou qui ne génèrent pas de karstification (Fig. 9.19-1).

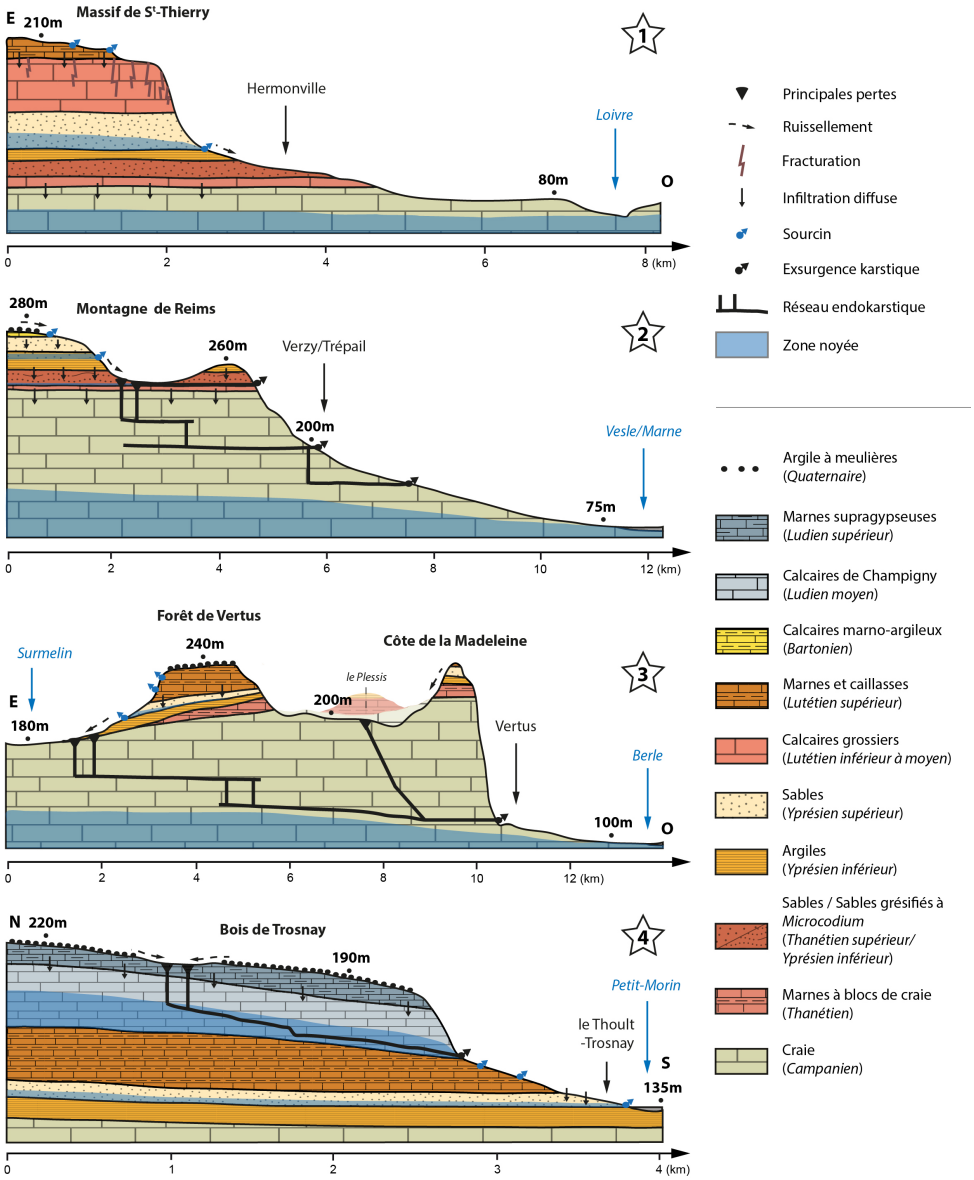


Figure 9.19 : Structure et hydrogéologie des sites étudiés le long de la côte d'Île-de-France (Damien *et al*, 2018).

Les écoulements de types karstiques peuvent être identifiés lorsque l'on observe en tête de bassin-versant de forts rendements hydrologiques auxquels succèdent des secteurs de pertes diffuses en zone vadose (cours d'eau perché, infiltrant) (Lejeune *et al*, 2004), comme c'est le cas au niveau des bassins-élémentaires amont de la Berle (Fig. 9.9). En effet, le bassin supérieur du Surmelin est affecté par des modalités d'infiltrations karstiques, dues à un front de karstification de la craie au contact des argiles de l'Yprésien inférieur, dont l'exutoire du système se situe en tête de bassin-versant de la Berle.

Le bassin-versant du Petit-Morin est quant à lui affecté par des apports latéraux d'origines karstiques (Fig. 9.19-4) situés à l'aval immédiat de la station hydrométrique du Thoult-Trosnay (Salin, 2012 ; Damien *et al*, 2018).

Conclusion générale

Au terme de cette contribution, les objectifs sont généralement atteints et des résultats inédits sont révélés. Dans la partie amont d'un cours d'eau en tête de bassin-versant crayeux, les conditions hydrogéologiques normales détermineraient des vallées sèches caractéristiques de la Champagne sèche. Pourtant la tête du Petit-Morin présente paradoxalement une zone humide.

Les Marais de Saint-Gond s'inscrivent dans un entonnoir de percée cataclinale comme ceux de la Vesle, de l'Ardon, ou encore de l'Aisne. Situés dans un milieu à très faible énergie, marqué par des pentes très faibles, ils sont connus par la communauté scientifique depuis le XIXème siècle grâce à la capture hydrographique de la Somme-Morin décrite pour la première fois par Davis (1895). Cette zone humide s'inscrit dans un bassin-versant qui constitue un bassin de vie au Néolithique associé à une exploitation minière des silex de la craie et une densité remarquablement élevée d'hypogées néolithiques, fouillées depuis 1872 (Martineau *et al*, 2014a). Enfin, les Marais de Saint-Gond sont associés à la 1ère bataille de la Marne en 1914 que l'iconographie dépeint comme une zone humide aillant participé à l'arrêt de l'invasion allemande (Villate, 1925 ; Damien *et al*, 2019).

Malgré cette notoriété scientifique et populaire, les Marais de Saint-Gond restent mal connus, et plus particulièrement leur fonctionnement hydrodynamique, leur contexte morpho-dynamique et l'évolution de leurs paysages depuis l'Holocène

Cette thèse montre que la compréhension des dynamiques hydrologiques des zones humides dans la craie de Champagne s'explique selon une dimension scalaire. De manière générale, les conditions hydrogéologiques des entonnoirs de percée cataclinale de la côte d'Ile-de-France se caractérisent par l'existence d'une limite de flux, entre une nappe à surface libre en amont et une nappe captive en aval dans l'aquifère crayeux.

A cette **échelle régionale**, le dispositif structural (pendage et fossé tectonique) s'avère déterminant dans l'existence de la zone humide. L'alimentation en eau de la zone noyée qui alimente le marais, à priori simple (alimentation par les infiltrations pluviales) s'avère multiple. En effet, les nappes perchées des formations tertiaires (Yprésien supérieur / Lutétien-Ludien) se vidangent par des émergences de trop-plein qui alimentent un réseau hydrographique anaclinal filtrant. A ce titre elles participent à l'alimentation en eau de l'aquifère crayeux à la

fois par drainance et également par infiltrations diffuses. Ces conditions hydrogéologiques particulières d'entonnoirs de percées cataclinale se retrouvent également dans les grands corridors fluviaux (Marne, Vesle, Aisne, Oise).

En revanche, l'originalité du Petit-Morin supérieur situé sur l'interfluve Marne/Aube, réside dans des conditions hydrogéologiques héritées des vitesses d'incision contrastées des vallées et de la réorganisation du réseau hydrographique durant le Quaternaire. La Marne et l'Aube, allogènes à la craie s'incisent plus rapidement et sont conquérants via les récentes captures respectivement de la Somme-Morin par la Soude et de la Vaure-Morin par la Superbe. Il en résulte un réseau hydrographique marqué par des valeurs d'incision contrastées et commandées par une érosion régressive différenciée selon les cours d'eau. Sur le Petit-Morin, cette dernière est cantonnée à l'aval du bassin alors que les Marais de Saint-Gond situés en tête du cours d'eau semblent immunisés de l'incision post-capture. A l'inverse les affluents directs des grands axes hydrographiques (Somme-Soude et Vaure-Superbe), proches de leur niveau de base répondent à l'incision générale et semblent presque atteindre leur profil d'équilibre. Cette histoire récente durant le Quaternaire détermine un contexte piézométrique original marqué par un dôme piézométrique au niveau des Marais de Saint-Gond et d'autre part par un gradient hydraulique important logiquement installé au pied de la côte d'Île-de-France mais décalé vers l'est sur l'interfluve Petit-Morin / Somme-Vaure. Ce dispositif piézométrique induit des lignes de courants divergentes dans le bassin supérieur des Marais de Saint-Gond et des transferts de masses d'eau entre bassins-versants connexes au dépend du Petit-Morin et mis en évidence par la carte piézométrique et par l'organisation spatiale des débits spécifiques en périodes stabilisées. En revanche les autres cours d'eau plus incisés participent à la vidange aquifère provoquant un rabattement piézométrique caractéristique et généralisé le long des cours d'eau dans la craie. Ce compartimentage induit des amplitudes piézométriques saisonnières contrastées car elles sont centimétriques dans les Marais de Saint-Gond et plurimétriques dans les vallées voisines.

A **l'échelle locale** (bassins-versants élémentaires) ces conditions hydrogéologiques sont nuancées par des échanges nappes/rivières conditionnées par la position du cours d'eau dans le zonage vertical de l'aquifère crayeux, par le degré de fracturation de la craie et par la géométrie des remplissages tardiglaciaires/holocènes mis en valeur par la cartographie des rendements hydrologiques et la réalisation de profils hydrologiques combinés aux profils en long des

remplissages alluviaux. Malgré des bassins-versants géologiquement homogènes, des tronçons à conditions d'écoulements homogènes mais contrastées dans l'espace, apparaissent nettement.

Les têtes de bassin s'inscrivent dans la zone non saturée de l'aquifère crayeux en amont de la vague d'érosion, et déterminent ainsi des écoulements indigents, voire des assecs (cours d'eau perchés, infiltrants et déconnectés de la nappe). Ailleurs, dans le bassin-versant supérieur du Surmelin les modalités d'infiltrations sont karstiques car associées à un front de karstification de la craie au contact des argiles de l'Yprésien inférieur. Ce front s'inscrit dans un système karstique à alimentation ternaire (karst de contact lithostratigraphique, karst couvert, infiltration diffuse) dont l'exutoire en tête de bassin de la Berle se caractérise par des rendements hydrologiques exacerbés. Très localement l'anisotropie de l'aquifère crayeux explique l'hétérogénéité spatiale des conditions d'écoulement.

A l'inverse, la partie moyenne des cours d'eau plus incisés consécutivement à la vague d'érosion post-capture, se caractérise par un drainage de la nappe vérifié par un rabattement piézométrique et des rendements hydrologiques plus importants (cours d'eau drainant, en connexion avec la nappe). Localement certains bassins-élémentaires à plus forts rendements hydrologiques sont vraisemblablement associés à des couloirs de fracturation identifiés sur la Superbe, la Somme et la Soude et sont davantage producteurs en eau.

Les tronçons inférieurs des tributaires de la Marne et de l'Aube (Somme-Soude et Superbe) enregistrent des pertes diffuses, traduites par des rendements hydrologiques négatifs. Ces conditions d'écoulements propres aux corridors fluviaux des grandes vallées traduisent des infiltrations diffuses dans les alluvions modernes (écoulements hypodermiques).

Les Marais de Saint-Gond s'inscrivent dans des conditions d'écoulements originales (crêtes piézométriques à faible amplitude) où le Petit-Morin est en équilibre avec la nappe de la craie mais également avec une zone hyporhéique alluviale. Lorsque cette dernière se développe dans les alluvions pléistocènes (Fy) grossières, capacitives à nappe libre, l'absence de limite de flux se vérifie avec la nappe de la craie, dont le niveau piézométrique conditionne directement les écoulements. En période de basses-eaux, l'asséchement de la source du Petit-Morin corrélative à l'abaissement, même mineur, du niveau piézométrique de la nappe de la craie traduit une déconnexion saisonnière entre la nappe et le cours d'eau.

Le remplissage alluvial tardiglaciaire/holocène, de nature hétérogène (graviers, argiles, limons, tourbes) détermine une zone tampon entre le cours d'eau et les formations grossières crayeuses pléistocènes créant une limite de flux. Cette dernière, normalement assurée par les formations géologiques tertiaires (argiles du l'Yprésien inférieur) est ici décalée vers l'est par les remplissages tardiglaciaires/holocènes. Ces conditions géomorphologiques responsables des conditions d'écoulement hydrogéologiques de limite de nappe captive se traduisent par des rendements hydrologiques plus importants révélés par la cartographie des débits spécifiques des bassins-élémentaires et les profils hydrologiques. Dans le tronçon inférieur du Petit-Morin, le remplissage alluvial plus épais lisse considérablement le comportement hydrologique de la nappe de la craie (débits spécifiques stabilisés, conductivités, températures). Ce dernier s'effectue depuis le tardiglaciaire dans des contextes successivement lacustres et palustres (datations ^{14}C et approche palynologique) et de ce fait, déconnecte le Petit-Morin de la nappe de la craie (zone hyporhéique).

A **l'échelle parcellaire**, au sein d'un même bassin élémentaire à condition d'écoulement homogène, les sondages à la tarière et les prospections géophysiques témoignent de pressions hydrostatiques contrastées et d'une forte hétérogénéité spatiale des résistivités électriques. L'approche piézométrique, initialement prévue sur des transects transversaux et longitudinaux en zone hyporhéïque devait confirmer ces observations. Mais à défaut d'accord avec les propriétaires fonciers, l'instrumentation piézométrique a dû être abandonnée. Cette hétérogénéité structurelle des remplissages s'explique manifestement par la multiplicité de niveaux argileux discontinus qui cloisonnent la zone tampon.

Les conditions d'écoulement en zone humide dépendent donc étroitement de la dimension scalaire qui détermine le critère discriminant dans la construction des écoulements. Si à l'échelle de l'auréole de la craie, les conditions structurales et hydrogéologiques semblent déterminantes pour les zones humides, à l'échelle régionale et locale de nombreux facteurs conditionnent les échanges nappe/rivière (degré d'incision des cours d'eau, degré de fracturation nature et géométrie des remplissages). Enfin, à l'échelle parcellaire les conditions hydrogéologiques sont tributaires de lentilles ou passées argileuses et tourbeuses paraphrasées par des associations végétales nuancées (boulaies, hêtraies sur les sécherons, saulaies, phragmitaies et roselières dans les zones marécageuses).

En perspectives, la compréhension des comportements hydrodynamiques des zones humides améliorée avec une instrumentation piézométrique fine (longitudinale et transversale) couplée à une approche géophysique et par une étude hydrochimique discriminant les écoulements (temps de résidence de l'eau, détermination de traceurs). L'apport de la télédétection à forte résolution (LiDAR aéroporté) permettrait de comprendre les micro-morphologies telle que l'identification des formes exokarstiques des fronts de kartification sur la côte d'Ile-de-France qui participent à l'infiltration localisée et non plus diffuse de la nappe de la craie mais également de distinguer des paléo-chenaux historiques antérieurs au drainage généralisé des marais (XVIIème siècle).

Dans ces milieux à très faible énergie les approches pluridisciplinaire, diachronique et multi-scalaire propres aux géographes s'avèrent indispensables dans la compréhension hydrodynamique des zones humides.

Références bibliographiques

A

Allouc J. (2013) – Les craies hydrofracturées de Champagne marnaise (De la côte de Champagne à la côte d'Ile de France). Approche cartographique et relations avec la tectonique régionale. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de* Paris, 51, 3, 3-23.

Antoine P. (1989) - Stratigraphie des formations Pléistocènes de Sangatte (Pas-de-Calais) d'après les premiers travaux du tunnel sous la manche. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 5-17.

Antoine P. (1997a) – Modification des systèmes fluviatiles à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (nord de la France). *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 93-106.

Antoine P. (1997b) – *Évolution tardiglaciaire et holocène de la moyenne vallée de la Somme*. In : Fagnart., J-P., Thévenin A. Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest, Édit. CTHS, Paris 13-26.

Antoine P. (1997c) – Évolution tardiglaciaire et début holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 325, 35-42.

Antoine P., Fagnart J-P., Limondin-Lozouet N., Munaut A-V. (2000) – Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. Quaternaire 11, 85-98.

Antoine P., Munaut A-V., Limondin-Lozouet N., Ponel P., Dupéron J., Dupérom M. (2003) - Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). Quaternary Science Reviews, 2061-2076.

Arnaud-Fassetta G., Astrade L., Bardou., Cordonnois J., Delahaye D., Fort M., Gautier E., Jacob N., Peiry J-l., Piégay H., Penven M-J. (2009a) – Fluvial geomorphology and flood-risk management, *Géomorphologie : relief, processus, environnent*, 2, 109-128.

Arnaud-Fasseta G., Carcaud N., Castanet C., Salvador., P-G. (2009b) – Fluviatilde palaeenvironments in archaeological context: Geographical position methodological approach and global change – Hydrological risk issues, Quaternary International, 93-117.

Arts I., Sary M. (2000) – Cartographie des débits d'étiage : application au basin de la Meurthe. *Revue Géographique de l'Est*, 40, 13 p.

Augeard B. (2002) – *Fonctionnement hydrologique d'une zone humide : Conséquences sur son potentiel épurateur*, Mémoire de Diplôme d'Étude Approfondie (DEA), Université Pierre et Marie Curie, 57 p.

B

Bakels C. (1995) - Late Glacial and Holocene pollen records from the Aisne and Vesle valleys, Northern France: the pollen diagrams Maizy-Cuiry and Bazoches. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52, 221-234

Ballif J-L. (1978) – Porosité de la craie. Appréciation de la taille et de la répartition des pores, *Annales agronomiques*, Paris.

Ballif J-L. (1998) – *Dynamique de l'eau et irrigation en Champagne*, Édit. Johanet, 120 p.

Barbin V., Laurain M., Ballif J-L., Coulon J-L., Guérin M., Jacquemin F., Marre A., Muller J-C., Pomerol B., Rambaud D., Robillon., Roux M., Thévenin S., Tourtebatte P. (1993) – *La craie au cœur de la Champagne*, Coll. Culture Scientifique Technique et Industrielle en Champagne-Ardenne, Édit. ORCCA.

Barthélemy E. (1882) – *Cartulaire de l'abbaye Saint-Pierre d'Oyes (canton de Sézanne) : suivi d'une note sur les anciens seigneurs de Broyes*, Bibliothèque Nationale de France, 43 p.

Beauchamp A., Lespez L., Rollet A.J., Germain-Vallée C., Delahaye D. (2017) – Les transformations anthropiques d'un cours d'eau de faible énergie et leurs conséquences, approche géomorphologique et géoarchéologique dans la moyenne vallée de la Seulles, Normandie, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 23, 35 p, (en ligne) consulté le 12 janvier 2018.

Bendjoudi H., Weng P., Guérin R., Pastre J-F. (2002) – Riparian wetlands of the middle reach of the Seine river (France) : historical development, investigation and present hydrologic functioning. *Journal of Hydrology*, 263, 131-155.

Bollot N., Devos A., Pierre G., Chalumeau L., Lejeune O. (2014) – Détente mécanique et dynamique de versant dans l'Eocène de l'est du bassin de Parais, France, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 121-132.

Bollot N. (2014) – *Les mouvements de terrain du vignoble champenois : Approche géomorphologique et hydrologiques*, Thèse de doctorat, Université de Reims Champagne-Ardenne, 325 p.

Bonnard J-Y. (2009) – *Une catastrophe naturelle dans le bassin de l'Oise : L'inondation de 1784*, CDDP de l'Oise, 14 p.

Bordes F. (1954) – *Les limons Quaternaires du bassin de la Seine, stratigraphie et archéologie paléolithique*, Édit. Masson et Cie, Paris, 426 p.

Bosserelle S. (2009) – *Étude géomorphologique des niveaux de terrasses de la vallée de la Vesle, depuis sa source jusqu'à sa confluence avec l'Aisne*, Mémoire de Master. I, Université de Reims Champagne-Ardenne, 80 p.

Bouhezila A. (2017) – *La mise en œuvre de profils géophysique dans les Marais de Saint-Gond (Marne, France)*, Mémoire de Master II, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 62 p.

Bournérias M., Timbal J. (1979) – Le hêtre et le problème du climax en Champagne crayeuse, *Revue Forestière Française*, 31, 209-223.

Bournerias M., Arnal G., Bock C. (2001) – *Guide des groupements végétaux de la région parisienne*, Ré-edition, Édit. Belin, 640 p.

Bravart J-P., Petit F. (2000) – *Les cours d'eau ; dynamique du système* fluvial, Édit. Armand Colin, Coll. U, Paris, 222 p.

Brinson M. (1993) – A Hydrogeomorphic Classification for Wetlands. Technical report WRP-DE-4, *U.S.Army Engineer Waterways Experiments Station*, Vicksburg, 71 p.

Briquet M. (2015) – *Étude des remplissages sédimentaires du secteur des Marais de Saint-Gond*. Mémoire de Master II, Université de Reims Champagne-Ardenne, 101 p.

Bronk Ramsey C., Lee S. (2013) – Recent and planned developments of the program OxCal, *Radiocarbon*, 55, 2-3, 720-730.

Buvignier A. (1852) – *Statistique géologique minéralogique et paléontologique du département de la Meuse*, Édit. Baillière, Paris, 32 p.

Buvignier A., Sauvage R. (1850) – *Carte géologique de la Marne*, 1/80 000.

Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM). (1994) – *Marais de Saint-Gond (Marne) : État des connaissances sur l'exploitation des tourbières et leur impact sur le milieu*, DRIRE Champagne-Ardenne, 27 p.

C

Cailleux A. (1954) – Limites dimensionnelles et noms des fractions granulométriques, *Bulletin de la Société géologique de France*, 6ème série, 6, 643-646.

Chalumeau L. (2008) – *La zone exutoire du lac de Neuchâtel du Néolithique à l'actuel. Apport d'une étude géoarchéologique pour la compréhension des enregistrments sédimentaires*, Thèse de doctorat, Institut de Géologie et d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, 318 P.

Chapman T. (1999) – A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation, *Hydrological Processes*, 13, 704-714.

Chapuis V. (1996) – *Le Grand Marais, Marais de Saint-Gond, Oyes (51)*, Plan de gestion, Conservatoire du Patrimoine Naturel de Champagne-Ardenne, 70 p.

Cojan I., renard M. (2003) – *Sédimentologie*, Édit. Dunod, 2ème édition, Paris, 418 p.

Cojan I., Brulhet J., Corbonnois J., Devos A., Gargani J., Harmand D., Jaillet S., Jouve A., Laurain M., Lejeune O., Leroux J., Losson B., Marre A., Moreau M-G., Ricordel C., Simon-Coyncon R., Stab O., Thirry., Voinchet P. (2007) – Morphologic evolution of eastern Paris Basin : "ancient surfaces" and Quaternary incisions, *Mémoires* SGF, 178, 135-155.

Combaud A., Devos A., Chalumeau L., Taborelli P., Bollot N. (2016) – Les Plans directeurs de la Grande Guerre : une nécessaire innovation cartographique, *Revue internationale de Géomatique*, 26, 3, 363-393.

Conservatoire du Patrimoine Naturel de Champagne-Ardenne (CPNCA). (1997) – *Marais de Saint-Gond*. Document d'objectifs, Syndicat d'Etudes et Aménagement Des Marais de Saint-Gond, 3-43.

Conservatoire du Patrimoine Naturel de Champagne-Ardenne (CPNCA). (1997) – *Étude des Marais de Saint-Gond*. Document d'objectifs, Syndicat d'Etudes et Aménagement Des Marais de Saint-Gond, Boult-aux-Boix, 27-35.

Conservatoire du Patrimoine Naturel de Champagne-Ardenne (CPNCA). (2009) – *Le Marais de Saint-Gond*. Document d'objectifs, Syndicat d'Études et Aménagement Des Marais de Saint-Gond, Tome I, 126 p.

Cordier S. (2004) – *Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblence : étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques*, Thèse de doctorat, Université Paris 12 – UPEC, Paris, 287 p.

Cordier S., Harmand D., Losson B., Beiner M. (2004) – Alluviation in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris basin, France) : lithological contribution to the study of the Moselle capture and Pleistocène climatic variations, *Quaternaire*, 15, 65-76.

Cordier S., Frechen M., Harmand D., Beiner M. (2005) – Middle and Upper Pleistocene fluvial evolution of the Meurthe and Moselle valleys in the Paris Basin and the Rhenish Massif, *Quaternaire*, 16, 3, 203-217.

Cordier S., Harmand D., Frechen M., Beiner M. (2006a) – Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris basin and Rhenish Massif), *Quaternary Science Reviews*, 25, 1460-1474.

Cordier S., Harmand D., Frechen M., Beiner M. (2006b) – New evidences on the Moselle terrace stratigraphy between the Meurthe confluence (Paris Basin) and Koblenz (Rhenish Massif), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50, 3, 281-304.

Cordier S., Harmand D., Frechen M. (2009) – The Pleistocene fluvial deposits of the Moselle and middle Rhine valleys: new correlations and compared evolution, *Quaternaire*, 20, 35-47.

Cordier S., Frechen M., Harmand D. (2014) – Dating fluvial erosion : fluvial response to climate change in the Moselle catchment (France, Germany) since the Late Saalien, *Boreas*, 43, 2, 450-468.

Cosandey C., Bigot S., Dacharry M., Laganier R., Salvador P-G. (2007) – *Les eaux courantes*, Édit. Belin, Coll. Belin Sup Géographie, 240 p.

Coulon M. (2011) – Reconnaissance par sondage pénétrométrique et histoire du couloir alluvial de la Vesle au niveau du champ captant de Couraux. *Bulletin de la société d'étude des Sciences Naturelles de la ville de Reims,* 25, 36-14.

Coutard S., Ducrocq T., Limondin-Lozouet N., Bridault A., Leroyer C., Allenet de Ribemont G., Pastre J-F. (2010) – Contexte géomorphologique, chronostratigraphique et paléoenvironnemental des sites mésolithiques et paléolithiques de Warluis dans la vallée du Thérain (Oise, France), *Quaternaire*, 21, 357-384.

Crassous C., Karas F. (2007) – *Guide de gestion des tourbières et marais alcalins des vallées alluviales de France Septentrionale*. Fédération des Conservatoires d'Espaces Naturels, Pôle-relais tourbières, 203 p.

Cubizolle H. (2009) – *Paléoenvironnements*, Édit. Armand Colin, Collection U, Paris, 271 p.

D

Damien T., Briquet M., Bollot N., Devos A., Chalumeau L., Pierre G., Lejeune O. (2015) - Rôle des remplissages alluviaux sur le fonctionnement hydrodynamique d'un marais d'entonnoir de percée cataclinale : L'exemple des Marais de Saint-Gond (Marne, France). *Géomorphologie*, 21, 4, 331-340.

Damien T., Pierre G., Devos A., Lejeune O., Javaux B. (2018) – Typologie des karsts de la côte d'Île-de-France entre Sézanne et Reims. *Karstologia*, 67, 59-64.

Damien T., Devos A., Taborelli P., Lejeune O. (2019) - *La bataille des marais de Saint-Gond*, *In* book : *14-18, la Terre et le Feu – Géologie et géologues sur le front occidental*, 480 p.

Davis W-M. (1895) – *La Seine, la Meuse et la Moselle*, Annales de géographie, 19, IV, 25-49.

Demoulin A. (1998) – Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles : the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe), *Geomorphology*, 24, 2-3, 189-208.

Dendievel A.M., Cubizolle H., Dièbre B., Gaertner V., Gallice F., Jouannic G., Haas J.N. (2015) – Changements environnementaux du Tardiglaciaire à l'Holocène moyen dans le Velay oriental : La séquence sédimentaire de la Narce du Béage en Ardèche (Massif Central, France), *Quaternaire*, 265-278.

Depreux B. (2015) – *L'enregistrement sédimentaire de la vallée du Boitet dans les marais de Saint-Gond*. Mémoire de 2ème année de Master, Université de Bourgogne, 84 p.

Depret T. (2014) – *Fonctionnement morphodynamique actuel et historique des méandres du Cher*, Thèse de doctorat, Université Paris I, 529 p.

Depret T., Gautier E., Hooke J., Grancher D., Virmoux C., Brunstein D. (2017) – Causes of planform stability of a low-energy meandering gravel-bed river (Cher River, France), *Geomorphology*, 58-81.

Deshaies M., Weisrock M. (1995) – Les méandres encaissés de la Meuse et les captures dans le bassin de la Moselle : enseignement de l'étude morphométrique, *Revue Géographique de l'Est*, 35, 3-', 242)254.

Devos A. (1996) – *Hydrologie et aménagement hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*, Thèse de doctorat, Université de Metz, Édit. Septentrion, 443 p.

Devos A., Lejeune O., Butaeye D., Pannet P., Cordonnier G., Barbin V., Marre A. (2002) – Analyse des modalités d'écoulement des eaux dans le bassin de la Vesle.

Devos A., Lejeune O., Chopin E. (2007) – Karstic infiltration dynamics and spatialisation of chalk aquifer drain: exemple of the upper Vesle basin (dry Champagne, France), *European Journal of Water Quality (EJWQ),* 38, 23-28.

Devos A. (2010) – *Les conditions d'écoulement des plateaux calcaires de l'Est de la France*, Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Reims Champagne-Ardenne, 303 p.

Devos A., Sosson C., Lejeune O., Chalumeau L., Chopin E. (2013) – The role of aquifer geomorphological context on exchange modes between water tables and rivers in the limestone plateaus of Eastern France, *European Continental Hydrosystems*, 313-322.

Dewolf Y., Pomerol C. (1997) – Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin parisien. *Bulletin de la Société Géologique de France,* 4, 473-482.

Duband D., Amoros C., Chastan B., Chocat B., Chauve P., Peiry J-L., Bois P., Givone P., Oberlin g. (2000) – *Déterminants hydrologiques de caractérisation du fonctionnement physique des cours d'eau*, Conseil scientifique du Comité du bassin Rhône-Méditerrannées-Corse, 92 p.

Duprat M. (1997) – Modèle tectono-sédimentaire des dépôts Paléogènes dans le nord-est du bassin de Paris : conséquences sur la géométrie du toit de la craie. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5, (2ème série), 269-287.

Durand P., Gascuel-Odoux., Kao C., Merot P. (2000) – Une typologie hydrologique des petites zones humides ripariennes. *Étude et Gestion des Sols,* 7, 207-218.

Dutil P., Ballif J-L. (1968) – Sur la présence fréquente en Champagne crayeuse de rendzines développées sur paléosols cryoturbés, *Sciences du sol*, 2, 79-91.

F

Fister V. (2012) – *Dynamique des écoulements dans les aquifères calcaires de bas plateaux : de l'identification à la quantification des types de circulation : Exemple des formations triasiques et jurassiques dans le Nord-Est de la France*, Thèse de doctorat, Université de Lorraine, 300 p.

Francez A-J. (1999) – *Tourbières et marais tourbeux de Picardie : Inventaire – Typologie – Élaboration de stratégies de gestion*. Direction Régionale de l'Environnement (DIREN), 134 p.

François D., Gille E., Zumstein J-F. (1993) – Analyse des séries chronologiques et application aux données hydroclimatologiques, *L'eau, la Terre et les Hommes*, Hommage à René Frécault.

Frécaut R. (1967) – Éléments d'hydrologie continentale, Cours de l'Université de Nancy, 230 p.

Frécaut R. (1975) – Contribution à l'étude statistique des étiages, Application au domaine tempéré océanique, Revue Géographique de l'Est, 15, 89-100.

Fronteau G., Turmel A., Pichard C., Decrock B., Devos A., Lejeune O., Menival D., Chalumeau L., Combaud A. (2014) – *Les approvisionnements en pierre de construction à Reims : des choix marqués par de fortes contraintes géologiques, géographiques et socio-économiques*, Édit. CTHS, 235-250, Actes du Colloque Tours, 2012.

Fustec E., Lefeuvre J.C., Barnaud G., Bendjoudi H., Boët P., Boutin C., Bravard J.P., Cattan A., Chesterikoff A., Chevreuil M., Dorioz J.M., Fardeau J.C., Oberlin G., Pinay G., Point P., Roché J., Trémolières M., Yon D. (2000) – *Fonction et valeurs des zones humides*, Édit. Dunod, 426 p.

G

Garcin H. (2009) – *Conservation et valorisation d'un suivi hydrologique de longue durée : Le cas du site du Marais de Cessières*. Mémoire de Master, Université de Paris Sorbonne, 59p.

GEOGRAM. (1996) – *Étude des tourbières alcalines de Champagne. Impact de l'exploitation de la tourbe sur la diversité biologique et la restauration des tourbières – Rapport bibliographique*. Rapport d'étude, DRIRE et DIREN Champagne-Ardenne, 67p.

GEOGRAM. (1996) – *Étude des tourbières alcalines de Champagne. Impact de l'exploitation de la tourbe sur la diversité biologique et la restauration des tourbières – Prélèvements d'échantillons et analyses de tourbes*. Rapport d'étude, DRIRE et DIREN Champagne-Ardenne, 33p.

GEOGRAM. (1996) – *Étude des tourbières alcalines de Champagne. Impact de l'exploitation de la tourbe sur la diversité biologique et la restauration des tourbières – Derniers résultats et synthèse*. Rapport d'étude, DRIRE et DIREN Champagne-Ardenne, 61p.

GEOGRAM. (1996) – *Étude des tourbières alcalines de Champagne. Impact de l'exploitation de la tourbe sur la diversité biologique et la restauration des tourbières – Annexes. Rapport d'étude*, DRIRE et DIREN Champagne-Ardenne.

George P. (sous la direction de) (1990) – *Dictionnaire de la géographie*, PUF, Paris, 512 p.

Girard S. (1997) – Étude diachronique de l'évolution des Marais de Saint-Gond, CPNCA, 4 p.

Goguel J. (1941) – *Carte géologique de Châlons-sur-Marne au 1/80 000*, BRGM.

Goguel J., Marchand J., Rivereau J-C (1965) – *Notice explicative de la carte géologique de Sézanne à 1/50000*, Édit. BRGM, Orléans, 36 p.

Guérémy P., Marre A. (1996) – Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels, *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 93-94, 5-40.

Guillerme A. (1993) – *Les temps de l'eau – la cité, l'eau et les techniques*, Édit. Champ Vallon, Coll. Milieux, 263 p.

H

Haesaerts P. (1984) – Les formations fluviatiles pléistocène du bassin de la Haine (Belgique), *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 21, 19-26.

Harmand D. (1989) – *La Meuse lorraine. Contribution à l'étude des alluvions anciennes de la Meuse entre Pagny/Meuse et Mouzon (Ardennes). Tentative d'une reconstitution paléogéographique et dynamique actuelle du bassin*. Thèse de doctorat, Université de Nancy II, 713 p.

Harmand D. (1991) – Les alluvions anciennes et les niveaux de terrasses dans la vallée de la Meuse lorraine, *Mosella*, 18, 1-38.

Harmand D., Krook L., Pissart A. (1995) – L'enregistrement de la capture de la Haute Moselle dans les alluvions de la basse vallée de la Meuse. *Revue Géographique de l'Est*, 35, 3-4, 291-296.

Harmand D., Pissart A., Krook L. (1998) – *L'évolution du paléo-bassin de la Meuse : les enseignements des captures et leurs implications environnementales*, Actes du symposium « Problèmes de l'environnement en Saar-Lor-Lux », Saarbrücken, 157-173.

Harmand D., Fauvel J-P., Jaillet S., Le Roux J., Allouc J., Brulhet J., Brocandel M. (2002) – Incision ante- et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris). *Revue Géographique de l'Est*, 42, 4.

Harmand D. (2004) – *Genèse et évolution du réseau hydrographique (creusement des vallées et captures) dans les régions de moyennes latitudes : exemple de l'Est du bassin de Paris*, Mémoire d'Habilitation à Diriger la Recherche, Université de Nancy, 272 p.

Harmand D., Cordier S. (2012) – The Pleistocene terrace staircases of the present and past river downstream from the Vosges Massif (Meuse and Moselle catchments). *Netherlands Journal of Geosciences*, 91, 91-109.

Harmand D., Voinchet P., Cordier S., Bahain J-J., Rixhon G. (2015) – Datations ESR de terrasses alluviales des vallées de la Moselle et de la Meurthe (France, Allemagne) : implications chronostratigraphiques et limites méthodologiques, *Quaternaire*, 26, 1, 13-26.

Hatrival J-N., Chertier B., Morfaux P. (1988) – *Notice explicative de la feuille de Montmort à 1/50000*, Édit. BRGM, Orléans, Carte et notice, 37 p.

J

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhes J., Hilal M., Wavresky P. (2010) – Les types de climats en France, une construction spatiale, *European Journal of Geography*, 26 p.

K

Keruzoré A. (2008) – *Étude hydraulique du marais de Droitaumont*. Sinbio, 63 p.

L

Lang C. (2007) – *Étiages et tarissements : vers quelles modélisations ? L'approche conceptuelle et l'analyse statistique en réponse à la diversité spatiale des écoulements en étiage des cours d'eau de l'Est français*. Thèse de doctorat, Université de Metz, 375 p.

Lang-Delus C., Francois D., Gille E. (2016) – Quel est le débit le plus fréquent d'un cours d'eau ? *Physio-Géo*, 10, 1-19.

Langbein W-B. (1964) – Profiles of rivers of uniform discharge. *United States Geological Survey Professional Paper*, 501-B, 119-122.

Larue J-P. (2014) – Profils longitudinaux et ruptures de pente : enseignements géomorphologiques en Bretagne du Sud. *Physio-Géo*, 8, 49-65.

Laurain M., Allouc J., Leroux J *et al*. (1985) – *Notice explicative de la carte d'Avize*, BRGM, Orléans, Carte et notice, 34 p.

Laurain M., Meyer R. (1986) – Stratigraphie et paléogéographie de la base du Paléogène champenois, *Géologie de la France*, 1, 103-123.

Laurain M., Guérin H., Marre A., Richard J. (1995) – Processus génétiques des formations de pentes à graviers de craie en Champagne. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.6, 103-108.

Laurain M., Marre A., Guérin H. (1997) – La cryosuccion : un des mécanismes de formation des poches de cryoturbation sur les substrats crayeux. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5, 2, 373-379.

Lasseur E. (2007) – *La Craie du Bassin de Paris (Cénomanien-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D*. Thèse de doctorat, Université de Rennes I, 435 p.

Lefebvre D., Antoine P., Auffret J-P., Lautridou J-P., Lécolle F. (1994) – Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5, 3-4, 165-172.

Lefèvre D., Heim J., Gilot E., Mouthon J. (1993) – Évolution des environnements sédimentaires et biologique à l'Holocène dans la plaine alluviale de la Meuse (Ardennes, France), *Quaternaire*, 4, 1, 17-30.

Lefort P. (2018) – *Morphodynamique fluviale* : Approche théorique et expérimentales, Édit. Presses de l'École Nationale des Ponts et Chaussées.

Lejeune O., Devos A. (2004) – Apport des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en Pays calcaires : exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France), *Karstologia*, 44, 15-24.

Lejeune O. (2005) – *Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'est de la France : l'exemple du bassin-versant amont de la Marne*, Thèse de doctorat, Université de Reims Champagne-Ardenne, 472 p.

Le Jeune Y., Pastre J-F., Arcay D., Aubry L., Camerlynck C., Confalonieri J., Lanchon Y., Vergnaud D., Vissac C. (2005) – Variabilité de l'enregistrement alluvial holocène ; l'exemple du méandre de la Haute-île (vallée de la Marne, Bassin parisien), premiers résultats. *Quaternaire,* 16, 4, 299-313.

Le Jeune Y., Leroyer C., Pastre J-F. (2012) – L'évolution holocène de la basse vallée de la Marne (Bassin parisien, France) entre influences climatiques et anthropiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* 4, 459-476.

Leroyer C. (1997) – *Homme, Climat, Végétation au Tardi-et-Postglaciaire dans le Bassin parisien : apport de l'étude palynologique des fonds de vallées*. Thèse de Doctorat, Université de Paris I, 786 p.

Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.-F., Fontugne M. (2005) - Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'Ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue. *Quaternaire*, 16, 4, 173–198.

Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J-F., Fontugne M., Marcigny C. (2008) – Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology*, 98, 55-70.

Lespez L., Clet-Pellerin M., Davidson D., Germain-Vallée C. (2011) – *L'apport et les limites des archives sédimentaires dans la compréhension des dynamiques des paysages des basses vallées dans l'Ouest de la France*. 30 p.

Lespez L. (2012) – P*aysages et gestion de l'eau : sept millénaires d'histoire des vallées et des plaines littorales en Basse-Normandie*. Presse universitaire de Caen, 335 p.

Lichter J. (2012) – *Amélioration de la connaissance sur les Marais de Sacy / Nappe de la Craie de Picarde : Expérimentation sur la gestion des puits artésiens – Mesures de débit et valorisation des données*. Rapport de stage de Master II, Syndicat Mixte des Marais de Sacy (SMMS), Université Paris-Sorbonne, 70 p.

Limondin-Lozouet N (1998) – Successions malacologiques du Tardiglaciaire weichsélien : corrélations entre séries du nord de la France et du sud-est de la Grande-Bretagne. *Quaternaire*, 9, 217-225.

Limondin-Lozouet N., Antoine P. (2001) – Palaeoenvironmental changes inferred from malacofaunas in the Lateglacial and early Holocene fluvial sequence at Conty (Northern France). *Boreas*, 30, 148-164.

Limondin-Lozouet N., Bridault A., Leroyer C., Ponel P., Antoine P., Chaussé C., Munaut A-V., Pastre J-F (2002) - *Évolution des écosystèmes de fond de vallée en France septentrionale au cours du Tardiglaciaire : l'apport des indicateurs biologiques*. *Dans* : Bravard J-P., Magny M. *Les fleuves ont une histoire : Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Édit. Errance, Paris, 45-62.

Linoir D. (2014) – *Les horizons d'accumulations carbonatées (HAC) en Champagne-Ardenne ; Répartition régionale, caractérisation et conséquences sur les transferts hydriques*, Thèse de doctorat, Université de Reims Champagne-Ardenne, 374 p.

Losson B., Quinif Y. (2001) – La capture de la Moselle ; nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes, *Karstologia*, 37, 29-40.

Losson B. (2004) – *Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions*, Thèse de doctorat, Université de Metz, 491 p.

M

Macaire J-J. (1990) – L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels. De la géodynamique à la chronostratigraphie, *Quaternaire*, 1, 1, 41-49.

Maire R. (1980) – *Éléments de karstologie physique*, Spelunca spécial, 3, Paris, 1, 56 p.

Manneville O., Vergne V., Villepoux O. (2006) – *Le monde des tourbières et des marais, France, Suisse, Belgique, Luxembourg*. Édit. Delachaux et Niestlé, 320 p.

Manéglier H. (1991) – *Histoire de l'eau – du mythe à la pollution*, Édit. François Bourin, 230 p.

Marre A., Laurain M. Guérémy (1997) – Relations spatiales et temporelles entre les formations superficielles et les mouvements de terrain sur le Côte d'Île-de-France (Champagne) : un moyen de préparer les cartes des aléas, *Géologie de la France*, 2, 39-49.

Martineau R., Charpy J-J., Affolter J., Lambot B. (2014a) – Les minières de silex néolithiques des Marais de Saint-Gond (Marne), *Revue Archéologique de l'Est*, 63, 25-45.

Martineau R., Charpy J-J., Affolter J., Lambot B. (2014b) – Les minières de silex néolithiques des Marais de Saint-Gond (Marne). *Revue Archéologique de l'Est*, 63, 25-45.

Martineau R., Charpy J-J., Dumontet A., Affolter J., Pierre G., Devos A. (2014c) – Hypogées, minières et « atelier de taille » des marais de Saint-Gond et du sud-est du plateau de Brie (Marne). *Bulletin de la société archéologique champenoise*, 107, 4, 281-298.

Martineau R., Affolter J., Allemand P., Bossuet G., Charpy J-J., Damien T., Depierre G., Devos A., Dufraisse A., Dumontet A., Dupont M., Depreux B., Fronteau G., Grandjean Ph., Granjon L., Huard P., Joly R., Laplaige C., Lejeune O., Monna F., Pierre G., Pillot L., Quiguerez A., Saligny L. (2015) - *Les occupations néolithiques dans les marais de Saint-Gond. Minières de*

silex et nécropoles d'hypogées de « La Crayère » à Vert-la-Gravelle (Vert-Toulon, Marne), rapport de fouilles et prospections programmées Arrêté de prescription SRA : n°2015/155, dates d'intervention : du 29 mai au 11 juillet 2015, UMR 6298 ARTEHIS, 457 p.

Martineau R., Charpy J-J., Langry-François F., Polloni A. (2016a) – Les nécropoles d'hypogées de La Grifaine et Les Ronds Buissons à Chouilly (Marne). *Gallia Préhistoire*, 56, 127 – 193.

Martineau R. (2016b) – Minière de silex et hypogées néolithiques de La Crayère à Vert-la-Gravelle. *Archéologia* 547, 42-47.

Martineau R., Affolter J., Bostyn F., Charnot M., Charpy JJ., Damien T., Depierre G., Devos A., Dufraisse A., Dumontet A., Edimborough K., Fronteau G., Granjon L., Huard P., Imbeaux M., Landreau C., Langry-Fraçois F., Lejeune O., Lemoine M., Lenfant PE., Lépine G., Pierre G., Polloni A., Walter AV., Wattez J., Saligny L., Zajac JC (2019) – *Les occupations néolithiques des marais de Saint-Gond : Vert-la-Gravelle (Vert-Toulon, Marne) «La Crayère ». Minière de silex et nécropoles d'hypogées*, Volume 1/2, rapport de fouilles et prospections programmées 2016-2018, UMR 6298 ARTEHIS, 512 p.

Mégnien F. (1977) – *Notice explicative de la carte de Vertus à 1/50000*, Édit. BRGM, Orléans, Carte et notices, 24 p.

Mégnien F., Dutil P., Monciardini C et al. (1977) – *Notice explicative de la carte de Fère-Champenoise*, BRGM, Orléans, Carte et notices, 21 p.

Morera R. (2011) – *L'assèchement des marais en France au XVIIème siècle*, Édit. Presses Universitaires de Rennes, Coll. Histoire, Rennes, 265 p.

Morand F. (1971) – Contribution à l'étude de la formation des marais et tourbières de Cessières et Montbavin (Aisne). *Bulletin de l'Association de Géographes Français,* 387-388, 97-115.

Munsell Color. (2010) – *Munsell Soil Color Charts*, New-Windsor, New-York, Gretag Macbeth (edition revisée), 10 p.

N

Notebaert B., Verstraeten G. (2010) - Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review. *Earth-Science Reviews*, 103, 163-182.

O

Orth P., Pastre J-F., Gauthier A., Limondin-Lozouet N., Kunesch S. (2004) – Les enregistrements morphosédimentaires et biotratigraphiques des fonds de vallée du bassin-versant de la Beuvronne (Bassin parisien, Seine-et-Marne, France) : Perception des changements climato-anthropiques à l'Holocène. *Quaternaire* 15, 285-298.

P

Pardé M. (1963) - Fleuves et rivières. Édit. Colin, Collection Armand Colin, n°155, 224 p.

Pastre J-F., Leroyer C. (1997) – La capture du Grand-Morin par la Marne (Bassin parisien, France) : âge et mécanisme. *Géographie physique et quaternaire*, 51, 347-350.

Pastre J-F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Chaussé C., Fontugne M., Gebhart A., Hatté C., Krier V. (2000) – Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France), *Quaternaire* 11, 107-122.

Pastre J-F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Orth P., Chaussé C., Fontugne M., Gauthier A., Kunesh S., Lejeune Y., Saad M-C. (2002) – Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). *Dans* J-P Bravard et M. Magny, *Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Édit. Errance, Paris, 29-44.

Pastre J-F., Limondin-Lozouet N., Leroyer C., Ponel P., Fontugne M. (2003) – River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France), *Quaternary Science Reviews* 22, 2177-2188.

Patin A. (2016) – *Cartographie des rendements hydrologiques des rivières de l'interfluve Marne/Aube sur l'auréole crayeuse autour des Marais de Saint-Gond*, Mémoire de Master II, Université de Reims Champagne-Ardenne, 116 p.

Peyrard D. (2008) – *Un modèle hydrobiogéochimique pour décrire les échanges entre l'eau de surface et la zone hyporhéique de grandes plaines alluviales*, Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 277 p.

Piégay H., Hupp C-R., Citterio A., Dufour S., Moulin B., Walling D-E. (2008) – Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cutoff channel infill deposits : Ain River, France, *Water Ressources Research*, 44, 18 p.

Pinay G., Trémolière M. (2000) – *La rétention et l'élimination de l'azote*, dans : *Fonctions et valeurs des zones humides*, Édit. Dunod, Paris, 426 p.

Pissart A., Krook L., Harmand D. (1997) – La capture de l'Aisne et les minéraux denses des alluvions de la Meuse dans les Ardennes. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Série 2. Sciences de la Terre et des Palnètes,* 325, 411-417.

Poinsot C., Berthier K., Boyer F., Fustec E. (1999) – *Historique des zones humides du Bassin de la Seine*, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 7 p.

Poinsot C. (2002) – *Fonctionnement hydrologique de zones humides du bassin de la Seine : Conception d'une méthode de suivi et d'évaluation de l'impact de politiques publiques*. Thèse de doctorat, Muséum National d'Histoire Naturelle, 528p.

Ponel P., Coope R., Antoine P., Limondin-Lozouet N., Leroyer C., Munaut A-V., Pastre J-F., Guiter F. (2005) – Lateglacial palaeoenvironments and palaeoclimates from Conty and Houdancourt, northern France, reconstructed from Beetle remains. *Quaternary Science Reviews* 24, 2449-2465.

Porteret J. (2009) – *Fonctionnement hydrologique des têtes de bassin versant tourbeuses du Nord-Est du Massif Central*. Thèse de doctorat, Université de Saint-Etienne, 414 p.

R

Radet E., Manteler C. (1939) – Étude pédologique de la Champagne crayeuse, *Annales de l'Institut National d'Agronomie,* 4-5.

Reimer P-J., Bard E., Bayliss A., Beck J-W., Blackwell P-G., Bronk Ramsey C. (2013) – IntCal13 and Marine 13 radiocarbon age calibration curves, 0 – 50 000 years Cal BP, *Radiocarbon*, 55, 4, 1869-1877.

Riquet R. (1964) – L'exploitation de la tourbe dans les Marais de Saint-Gond au XIXème siècle, *Mémoire de la Société d'Agriculture, Commerce, Sciences et Arts de la Marne*, 29, 137-139.

Rouxel-David E. (2002) - *Cartographie de la piézométrie de la nappe de la craie en Champagne-Ardenne - Rapport final,* Rapport BRGMIRP-52332-FR, 29 p.

Ruget E. (2010) – *Étude du fonctionnement hydrologique du marais de Cessières-Montbavin-Laniscourt à partir des relevés piézométriques de 2000 à 2010*. Mémoire de Master, Université de Paris Sorbonne, 77 p.

S

Sajaloli B. (1993) – *Les zones humides du Laonnois (Aisne) : Fonctionnement, usages, gestion*. Thèse de doctorat, Université de Paris I Panthéon Sorbonne, 608 p.

Sajaloli B. (1994) – Histoire d'eau dans le marais de la Souche (Aisne) : le fonctionnement de l'hydrosystème, reflet de l'alternance des cycles d'abandon et d'approbation ? *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 250-266.

Sajaloli B. (1994) – Les marais continentaux de plaine, pionniers de la friche et du défrichement ? L'exemple des zones humides laonnoises. *Norois* 164, 643-656.

Salaün F. (1999) – *Géomorphologie de la région des Marais de Saint-Gond*, Mémoire de maitrise, Université de Reims Champagne-Ardenne, 128 p.

Salaün F. (2000) – *La genèse et le fonctionnement actuel des Marais de Saint-Gond : introduction à l'hydrologie et à l'hydrogéologie des marais*, Mémoire de Diplôme d'Etude Approfondie (DEA), Université de Lille 1, 131 p.

Salaün F. (2003) – Les Marais de Saint-Gond: un milieu transformé par la présence de l'homme. *Environnement*, 58-64.

Salaün F., Marre A. (2005) – L'anthropisation des Marais de Saint-Gond : Conséquences sur leur physionomie et sur leur fonctionnement actuel, *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims,* 121-122.

Salin Y. (2012) – *Étude sur le fonctionnement hydrogéologique de la source du Thoult-Trosnay (51)*. Mémoire de Master II, Université Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris et École Nationale du Génie Rural des Eux et des Forêts, 50 p.

Salvador P-G. (2005) – G*éomorphologie et géoarchéologie des plaines alluviales (piémont alpin et Nord de la France),* Mémoire d'Habilitation à Diriger la Recherche, Université des Sciences et des Technologies de Lille, 300 p.

Schmitt L., Maire G., Humbert J. (2001) – La puissance fluviale : définition, intérêt, et limites pour une typologie hydro-géomorphologique des rivières, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45, 2, 201-224.

Séger M., Perrier C., Pasquier C., Bourennane H., Mitombo D., Nicoullaud B., Mistou M-N., Hugard R., Ubertosi M., Cousin I. (2014) – La mesure de résistivité électrique : un outil d'aide à la caractérisation des sols, École technique, INRA Bordeaux-Aquitaine.

Shouler F., Moline R. (1994) – *Au cœurs des Marais de Saint-Gond*, Document d'objectif, DRIRE Champagne-Ardenne, 91 p.

Simon F. (2000) – *Les glissements de terrain affectant le versant Nord de la vallée de la Marne entre Ambonnay et Barzy-sur-Marne (Champagne, France),* Mémoire de Diplôme d'Études Approfondie (DEA), Université des Sciences et de Technologies de Lille, 262 p.

Stuiver M., Grootes P-M., Braziunas T-F. (1995) – The GISP II 18O Climate Record of the past 16,500 Years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes, *Quaternary Research*, 44, 341-354.

T

Taborelli P., Devos A., Laratte S., Brenot J., Bollot N., Cancès B., Desfossés Y. (2017) – Apport des plans directeurs et de l'outil lidar aéroporté pour la caractérisation des impacts morphologiques de la Grande Guerre – Exemple de la Côte 108 (Berry-au-Bac, France), *Géomorphologie : relief, Processus, Environnement*, 23, 2, 155-169.

Tourman A. (2007) – *Fonctionnement, dynamique et intérêt paléoenvironnemental des tourbières de plateau volcanique du Devès (Velay, Massif Central français*). Thèse de doctorat, Université de Saint-Etienne, 373 p.

Tricart J. (1949) – *La partie orientale du Bassin de Paris : Étude morphologique, La genèse du bassin*. Tome I, Société d'Edition d'Enseignement Supérieur, Paris, 210 p.

Tricart J. (1952) - *La partie orientale du Bassin de Paris : Étude morphologique, L'évolution morphologique au Quaternaire*. Tome II, Société d'Edition d'Enseignement Supérieur, Paris, 250 p.

V

Vachier P., Cambier P., Prost R. (1979) – Structure d'un milieu poreux : la craie, *Annales agronomiques*, 39, 247-263.

Vayssière A., Depret T., Castanet C., Gautier E., Virmoux C., Carcaud N., Garnier A., Brunstein D., Pinheiro D. (2016) – Etude des paléoméandres holocènes de la plaine alluviale du Cher (ite de Bigny, moyenne vallée du Cher), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 22, 163-176.

Vernhet Y. (2007) – *Notice et carte géologique harmonisée du département de la Marne*, BRGM/RP-55732-FR, 112 p.

Vernhet Y. (2007) – *Notice et carte géologique harmonisée du département de l'Aube*, BRGM/RP-552-FR, 103 p.

Villate R. (1925) – *Les conditions géographiques de la guerre, étude de géographie militaire sur le front français de 1914 à 1918*, Édit. Payot, Paris, 325 p.

Voinchet P., Falgueres C., Semah F., Cojan I., Marre A., Lejeune O., Devos A. (2009) – *Datation par méthode ESR des terrasses alluviales du bassin de* Paris, Rapport Andra, 60 p.

W

Weisrock A., Taous A. (1995) – Enseignements de l'étude du couloir saalien de la Haute-Moselle, à propos de la capture à Toul, Revue Géographique de l'Est, 255-268.

Weisrock A. (1997) – Cent ans après Davis : la question des captures et les paléoréseaux hydrographiques quaternaires d'après les exemples de l'Europe du Nord-Ouest. *Géographie physique et Quaternaire*, 3, 51, 261-266.

Weisrock A. (2002) – L'incision des vallées : une question de temps, Revue Géographique de l'Est, 4, 155-161.

Weng P., Coudrain-Ribstein A., Kao C., Bendjoudi H., de Marsily G. (1999) – Mise en évidence de fortes circulations verticales temporaires entre zones humides et aquifères alluviaux et régionaux. *Earth & Planetary Sciences*, 257-263.

Wentworth CK. (1926) – *Methods of mechanical analysis sediments*, University of Iowa Studies in Natural History, 3-52.

Z

Zumstein J-F. (1976) – Contribution à l'élaboration de cartes hydrologiques. Cartes des étiages mensuels des bassins de la Meuse et de la Moselle de 1969 à 1973, *La Houille Blanche*, 6/7, 569-581.

Table des figures

Figure 1.1 : Contexte général du secteur d'étude. 21
Figure 1.2 : Réseau hydrographique de l'est du Bassin de Paris. 22
Figure 1.3 : Densité de drainage des différentes formations géologiques de l'est du Bassin de Paris. 23
Figure 1.4 : Localisation du site des Marais de Saint-Gond sur l'interfluve Marne/Aube. 24
Figure 1.5 : Log lithostratigraphique au niveau des Marais de Saint-Gond. 26
Figure 1.6 : Coupes géologiques est/ouest et nord/sud au niveau des Marais de Saint-Gond.30
Figure 1.7 : Coupe des différents niveaux aquifères au niveau du site des Marais de Saint-Gond. 34
Figure 1.8 : Typologie climatique du territoire français en 8 classes selon Joly, 2010. 35
Figure 1.9 : Diagramme ombrothermique d'Épernay, période 1983-2013 (données CIVC, d'après Bollot, 2014). 36

Figure 2.1 : Méthodologie de l'approche multicritère. 43
Figure 2.2 : Cartographie de l'instrumentation de terrain. 45

Figure 3.1: Typologie des facteurs externes pouvant intervenir dans les captures hydrologiques (d'après Bravard et Petit, 2000, modifiée par Weisrock). 51
Figure 3.2 : Localisation des différents sites de capture hydrographique de l'est de la France. A : Capture de la Somme-Morin ; B : Capture de l'Ornain-Saulx ; C : Capture de l'Aire-Bar ; D : Capture de l'Aisne-Bar ; E : Capture de la Haute-Moselle ; F : Capture de la vallée de Gesponsart. 55
Figure 3.3 : Extrait de la carte géologique de Buvignier & Sauvage du département de la Marne (1850). 60
Figure 3.4 : Schéma de l'interfluve Marne/Aube anté et post-capture de la Somme-Morin, selon Davis (1895). 61
Figure 3.5 : Bloc diagramme de De Martonne du site des Marais de Saint-Gond (1909). 61
Figure 3.6 : Extrait de la carte géologique de Châlons-sur-Marne au 80 000ème (1941). 62
Figure3.7 : Carte morphologique des environs des Marais de Saint-Gond (Tricart, 1952). 64
Figure 3.8: Extrait des cartes géologiques de Vertus et Montmort au 50 000ème (1988). 65
Figure 3.9: Extrait de la carte géologique harmonisée de la Marne au 50 000ème (2007). 65
Figure 3.10 : Indices hydrographiques, morphologiques et sédimentologiques d'une capture hydrographique (d'après Losson, 2004). 67
Figure 3.11 : Identification des indices hydrologiques et morphologiques de capture hydrographique au niveau du site des Marais de Saint-Gond. 68
Figure 3.12 : Corrélation « Superficie du bassin-versant – épaisseur des remplissages alluviaux » des cours d'eau régionaux indigènes à la craie et des Marais de Saint-Gond. 71

Figure 3.13 : Corrélation « Longueur – Indice de concavité » des profils en long de plusieurs cours d'eau de bas plateaux calcaires de l'est de la France. 74
Figure 3.14 : Graphique H/Ho – L/Lo des cours d'eau indigènes à la craie avec le Petit-Morin. 74
Figure 3.15 : Cartographie géomorphologique du site de capture des Marais de Saint-Gond. 78
Figure 3.16 : Cartographie des formations alluviales de la Somme-Soude, Soude et Petit-Morin. 82
Figure 3.17 : Profil en long des terrasses alluviales du Petit-Morin de sa source (Morains) à sa confluence avec la Marne (La Ferté-sous-Jouarre). 84
Figure 3.18 : Profil en long des terrasses alluviales de la Somme-Soude de sa source (Sommesous) à sa confluence avec la Marne (Jâlons). 85
Figure 3.19 : Profil en long des terrasses alluviales de la Soude de sa source (Soudé) à sa confluence avec la Somme. 86
Figure 3.20 : Profils en long des terrasses alluviales du Petit-Morin et de la Somme-Soude rattachés au profil en long des terrasses de la Marne. 89
Figure 3.21 : Incision des cours d'eau concernés par la capture hydrographique de la Somme-Morin. 92
Figure 3.22 : Profils topographiques transversaux de la Somme anté-capture et du Petit-Morin. 93
Figure 3.23 : Profils topographiques transversaux de la Somme post-capture (coude de capture) et de la Somme-Soude. 94
Figure 3.24 : Profils topographiques transversaux de la Soude. 94
Figure 3.25 : Diagramme de l'orientation des vallons actifs et secs de l'interfluve Marne-Aube. 97
Figure 3.26 : Diagramme de l'orientation des vallons de l'interfluve Marne-Aube selon l'ordination de Horton. 98
Figure 3.27 : Cartographie morphostructurale de l'interfluve Marne/Aube. 99
Figure 3.28 : Les mécanismes de la capture de la Somme-Morin. 102
Figure 3.29 : Localisation des formations alluviales au niveau du coude de capture hydrographique 104
de la Somme-Morin. 104

Figure 4.1 : Secteurs privilégiés dans l'étude des remplissages alluviaux du nord-est de la France. 108
Figure 4.2 : Localisation des sondages à la tarière et du secteur de prospection géophysique dans les Marais de Saint-Gond. 111
Figure 4.3 : Sondage à la tarière pédologique manuelle dans les Marais de Saint-Gond. 111
Figure 4.4 : Localisation des sondages à la tarière et géophysiques dans le Grand Marais de Oyes (28 hectares). 112
Figure 4.5 : Cartographie de l'épaisseur des remplissages sédimentaires des Marais de Saint-Gond. 117
Figure 4.6 : Diagramme triangulaire des textures USDA 121

Figure 4.7 : Courbe granulométrique des différentes unités sédimentaires en pourcentages (%). 122
Figure 4.8 : Courbe granulométrique des différentes unités sédimentaires en pourcentages cumulés. 122
Figure 4.9 : Profil longitudinal du Petit-Morin dans les Marais de Saint-Gond de Morains à Talus-Saint-Prix. 124
Figure 4.10: Profil transversal du tronçon « Morains » des Marais de Saint-Gond, au niveau du sondage T_1503 (Morains). 126
Figure 4.11 : Profil transversal au niveau du sondage T_12b_02 (Aulnizeux). 129
Figure 4.12 : Profil transversal du sécheron, au niveau du sondage S_27 (Courjeonnet). 131
Figure 4.13 : Profil transversal du secteur aval des Marais de Saint-Gond, au niveau du sondage FR_1 (Oyes). 133
Figure 4.14 : Profil transversal du secteur aval des Marais de Saint-Gond, au niveau du sondage T_504 (Villevenard). 134
Figure 4.15 : Profil transversal du secteur aval des Marais de Saint-Gond, au niveau du sondage T_303 (Talus-Saint-Prix). 135
Figure 4.16 : Cartographie de la résistivité électrique (méthode Slingram, EM31) du Grand Marais de Oyes à 3 m de profondeur (A), à 6 m de profondeur (B) et localisation des sondages stratigraphiques. 137
Figure 4.17 : Récapitulatif des sondages stratigraphiques réalisés dans le Grand Marais de Oyes. 138
Figure 4.18 : Répartition de la végétation au niveau de la tourbière et des sécherons (Chapuis, 1996). 140
Figure 4.19 : Localisation des sondages utilisés pour les datations radiocarbones et les études palynologiques dans les Marais de Saint-Gond. 142
Figure 4.20 : Synthèse des datations 14C réalisées dans les Marais de Saint-Gond et intégration au modèle chronostratigraphique. 143
Figure 4.21 : Diagrammes pollinique de « Oyes 2 », « Fausse Rivière 1 », « Voisy 2 », « Vieille Tourbière ». 146
Figure 4.22 : Sondage de « Oyes 2 » (Stratigraphie, Datations, Granulométrie, Matière organique, Diagramme pollinique. 147
Figure 4.23 : Sondage de « La Fausse Rivière 1 » (Stratigraphie, Datations, Granulométrie, Matière organique, Diagramme pollinique) 147
Figure 4.24 : Proposition de l'évolution des paysages tardiglaciaires et holocènes des Marais de Saint-Gond. 158

Figure 5.1 : Méthodologie de travail de l'étude diachronique des Marais de Saint-Gond. 171
Figure 5.2 : Principaux documents collectés en vue de l'analyse diachronique. 172
Figure 5.3 : Documents sources utilisés pour l'étude diachronique des Marais de Saint-Gond. 174
Figure 5.4 : Emprise des PVA géoréférencées pour l'analyse diachronique 175
Figure 5.5 : Entités digitalisées dans le cadre de l'étude diachronique des Marais de Saint-Gond. 175

Figure 5.6 : Cartographie des Marais de Saint-Gond de 1832 à 2012. 177
Figure 5.7 : Atteintes au Marais de Saint-Gond entre 1832 et 2012 178
Figure 5.8 : Résultats des paramètres de l'analyse diachronique 179
Figure 5.9 : Évolution des paramètres de l'analyse diachronique 181
Figure 5.10 : Extraction de la tourbe à Coizard-Joches, lieu-dit « La Verrerie », anciennement la « Louvière » 183
Figure 5.11 : Exemple de travaux de drainage en vue d'une mise en culture. 184
Figure 5.12 : Évolution du paysage dans la partie aval des Marais de Saint-Gond entre 1946 et 1984. 185
Figure 5.13 : Statuts de protection des Marais de Saint-Gond. 188
Figure 5.14 : Frise chronologique des politiques d'aménagement des Marais de Saint-Gond 189
Figure 5.15 : Maillage de la zone humide des Marais de Saint-Gond en 1946 (200m x 200m). 191
Figure 5.16 : Différents types des milieux identifiés, du plus ouverts au plus fermé (à partir des PVA de 2012, IGN). 191
Figure 5.17 : Cartographie de l'occupation du sol des Marais de Saint-Gond en 1946, 1984 et 2012. 194
Figure 5.18 : Cartographie de l'évolution de l'occupation du sol des Marais de Saint-Gond entre 1946 et 2012. 199

Figure 6.1 : Répartition spatiale des stations pluviométrique sur l'interfluve Marne/Aube 206
Figure 6.2 : CUSUM d'Épernay (1930 – 2014) 207
Figure 6.3 : Pluies annuelles à Charleville, Vertus et Vatry sur la période 2000 – 2014 (Série humide). 208
Figure 6.4 : Carte isohyète interannuelle à l'échelle de l'interfluve 210
Figure 6.5 : Polygones de Thiessen sur l'interfluve Marne/Aube. 211
Figure 6.6 : Régimes des précipitations aux stations de Charleville, Vertus et Vatry sur la période 2000 – 2014. 213
Figure 6.7 : Régimes pluviométriques des coefficients de variation aux stations de Charleville, Vertus et Vatry sur la période 2000 – 2014. 214
Figure 6.8 : Températures moyennes annuelles aux stations de Vatry, Vertus et Charleville (2000-2014) 215
Figure 6.9 : Régimes des températures moyennes mensuelles aux stations de Vatry, Vertus et Charleville (2000-2014) 215
Figure 6.10 : Carte isopièze des basses-hautes de l'interfluve Marne/Aube (d'après les données BRGM-2002). 219
Figure 6.11 : Carte isopièze des hautes-eaux de l'interfluve Marne/Aube (d'après les données BRGM-2002). 220
Figure 6.12 : Coupe géologique et piézométrique (schématique) de l'interfluve Marne/Aube. 221
Figure 6.13 : Piézométrie de la nappe de la craie à Morains, Trécon, Linthelles et Les Grandes-Loges (d'après les données ADES) (2000-2014). 221

Figure 6.14 : Piézométrie de la nappe de la craie à Morains et Trécon (d'après les données ADES) (2000-2014). 222

Figure 7.1 : Cartographie de l'instrumentation hydrométrique de l'interfluve Marne/Aube. 227
Figure 7.2 : Périodes d'observation aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube et période choisie pour l'analyse hydrologique aux stations. Le nom des cours d'eau figure en italique. 229
Figure 7.3 : Abondance moyenne spécifiques aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005-2013). 232
Figure 7.4 : CUSUM des modules aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 236
Figure 7.5 : Modules interannuels aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 237
Figure 7.6 : Débits spécifiques interannuels aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 237
Figure 7.7 : Hydraulicité aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 - 2013). 238
Figure 7.8 : Régimes hydrologiques : Débits moyens mensuels aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 239
Figure 7.9 : Régimes hydrologiques : Débits spécifiques moyens mensuels aux stations hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 240
Figure 7.10 : Régimes hydrologiques : Coefficients mensuels de débits aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 241
Figure 7.11 : Régimes hydrologiques : Coefficients de variation des débits mensuels aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 241
Figure 7.12 : Courbes des débits bruts moyens mensuels classés aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 243
Figure 7.13 : Distribution des débits moyens journaliers (m3/s) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 244
Figure 7.14 : Effectifs par classe d'amplitude des débits spécifiques de 1l/s/km2 aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 244
Figure 7.15 : Courbes des débits journaliers classés aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 245
Figure 7.16 : Débits caractéristiques d'étiages (l/s/km2) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 246
Figure 7.17 : Débits caractéristiques d'étiages (m3/s) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 247
Figure 7.18 : Fréquence de récurrence du QMNA sur l'ensemble des stations de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 248
Figure 7.19 : Fréquence de récurrence du QMNA aux stations de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 248
Figure 7.20 : Exemple de séparation des écoulements (Lang, 2007). 250

Tableau 7.9 : Valeurs de l'indice d'écoulement de base (IEB) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 251
Figure 7.21 : Valeurs de l'indice d'écoulement de base (IEB) aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube et comparaison avec d'autres valeurs d'IEB en fonction du substrat (2005 – 2013). 252

Figure 8.1 : Cartographie de l'instrumentation du bassin-versant des Marais de Saint-Gond. 256
Figure 8.2 : Jaugeage à la perche à intégration du Petit-Morin (Thoult-Trosnay, Villevenard). 258
Figure 8.3 : Profils hydrologiques des débits bruts du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond).260
Figure 8.4 : Profils hydrologiques des débits spécifiques du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond). 261
Figure 8.5 : Profils hydrologiques des températures et des conductivités du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond). 263
Figure 8.6 : Cartographie des rendements hydrologiques du bassin-versant des Marais de Saint-Gond en période de basses eaux. 265
Figure 8.7 : Cartographie des rendements hydrologiques du bassin-versant des Marais de Saint-Gond en période de hautes eaux. 268
Figure 8.8 : Cartographie des températures du bassin-versant des Marais de Saint-Gond. 270
Figure 8.9 : Cartographie des conductivités du bassin-versant des Marais de Saint-Gond. 271
Figure 8.10 : Profils hydrologiques (Débits bruts, Débits spécifiques, Conductivités, Températures) et profil des remplissages alluviaux du Petit-Morin (Marais de Saint-Gond) (Damien, 2015). 272
Figure 8.11 : Corrélations : Débits bruts à PM2/Débits bruts à PM9 et débits bruts à PM2/Altitude de la surface piézométrique à Morains. 274
Figure 8.12 : Schéma de la multiplicité des réservoirs au niveau des Marais de Saint-Gond. 278

Figure 9.1 : Cartographie de l'instrumentation du bassin-versant de l'interfluve Marne/Aube. 281
Figure 9.2 : Schémas hydrographiques des 3 campagnes de mesures sérielles sur l'interfluve Marne/Aube. 286
Figure 9.3 : Profils hydrologiques des débits bruts de la Somme-Soude. 288
Figure 9.4 : Profils hydrologiques des débits spécifiques de la Somme-Soude. 289
Figure 9.5 : Profils hydrologiques des températures et des conductivités de la Somme-Soude. 290
Figure 9.6 : Profils hydrologiques des débits bruts de la Vaure-Superbe. 292
Figure 9.7 : Profils hydrologiques des débits spécifiques de la Vaure-Superbe. 294
Figure 9.8 : Profils hydrologiques des températures et des conductivités de la Vaure-Superbe. 296
Figure 9.9 : Cartographie des rendements hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube en période de hautes eaux. 299

Figure 9.10 : Cartographie des rendements hydrologiques de l'interfluve Marne/Aube en période de basses eaux. 301
Figure 9.11 : Cartographie des températures de l'interfluve Marne/Aube le 20 juillet 2016. 302
Figure 9.12 : Cartographie des températures de l'interfluve Marne/Aube le 1er décembre 2016. 303
Figure 9.13 : Cartographie des conductivités de l'interfluve Marne/Aube le 20 juillet 2016. 305
Figure 9.14 : Cartographie des conductivités de l'interfluve Marne/Aube le 1er décembre 2016. 306
Figure 9.15 : Interprétation des profils hydrologiques en fonction des relations nappes/rivières observées sur l'interfluve Marne/Aube (modifié d'après Devos *et al*, 2013). 307
Figure 9.16 : Échanges nappe/rivière dans le dispositif de cuesta. 310
Figure 9.17 : Cartographie du gradient piézométrique en situation de hautes eaux et de basses eaux. 310
Figure 9.18 : Carte de localisation et principaux traits morphosctructuraux du front de la côte d'Île-de-France (Damien *et al*, 2018). 315
Figure 9.19 : Structure et hydrogéologie des sites étudiés le long de la côte d'Île-de-France (Damien *et al*, 2018). 316

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Cours d'eau et bassin-versant associés dans l'interfluve Marne/Aube. 23

Tableau 3.1 : Synthèse de l'âge des captures hydrographiques majeures du l'est de la France. 58
Tableau 3.2 : Tableau d'équivalence des différentes notations des formations alluviales au niveau du site de capture hydrographique de la Somme-Morin. 66
Figure 3.3 : Tableau des épaisseurs moyennes des remplissages alluviaux (en mètres) des cours d'eau indigènes à la craie. 70
Tableau 3.4 : Tableau des cours d'eau utilisés pour l'analyse des profils longitudinaux (corrélation « Longueur – Indice de concavité » et « Longueur-Pente »). 73
Tableau 3.5 : Tableau récapitulatif des datations des terrasses de la Marne (d'après Lejeune, 2005). 91

Tableau 4.1 : Classes granulométriques utilisés (selon Cailleux, 1954 et Wentworth, 1926). 113
Tableau 4.2 : Prélèvements pour datation 14C sur niveau tourbeux dans les Marais de Saint-Gond. 114
Tableau 4.3 : Prélèvements pour analyse palynologique dans les Marais de Saint-Gond. 116
Tableau 4.4 : Unités sédimentaires identifiées à l'aide des différents faciès. 118
Tableau 4.5 : Valeurs des médianes et des moyennes des unités sédimentaires identifiées. 121
Tableau 4.6 : Synthèse des datations radiocarbones réalisées dans les Marais de Saint-Gond. 142

Tableau 5.1 : Tableau récapitulatif de la gestion des MSG depuis le XIème Siècle (d'après Poinsot, 2002, Shouler et Moline, 1994, modifié). 169
Tableau 5.2 : Tableau de signification des identifiants utilisés lors du maillage. 193
Tableau 5.3 : Récapitulatif de l'évolution de l'occupation du sol des Marais de Saint-Gond de 1946 à 2012. 197

Tableau 6.1 : Précipitations moyennes annuelles à Charleville, Vertus et Vatry sur la période 2000 – 2014). 209
Tableau 6.2 : Estimation des précipitations par bassin-versant d'après les polygones de Thiessen 212
Tableau 6.3 : Bilan hydrique aux stations de Vatry, Vertus et Charleville (2000-2014) 217

Tableau 7.1 : Superficie des bassins-versants des stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube. 228
Tableau 7.2 : Abondance moyenne aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005-2013). 231

Tableau 7.3 : Abondance moyenne aux stations hydrométriques de l'est du Bassin de Paris (d'après Banque Hydro). 231
Tableau 7.4 : Bilan hydrologique aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube.233
Tableau 7.5 : Fréquences des modules aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 234
Tableau 7.6 : Rapport maximum des débits fréquentiels des stations de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 242
Tableau 7.7 : Rapport entre le module et le mode en m3/s aux stations hydrométriques de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 245
Tableau 7.8 : Tableau des fréquences de QMNA aux stations de l'interfluve Marne/Aube (2005 – 2013). 249

Tableau 8.1 : Situation hydrologique des campagnes de jaugeage. 257

Tableau 9.1 : Récapitulatif du réseau de mesures des 9 bassins-versants de l'interfluve Marne/Aube 280
Tableau 9.2 : Situation hydrologique des campagnes de jaugeage. 282

Comportement hydrodynamique des Marais de Saint-Gond (Marne, France)

L'objectif de la thèse, réalisée dans le cadre du programme HYDRES (2014-2018), est de comprendre les différents modes d'alimentation en eaux des Marais de Saint-Gond, vaste zone humide de 2 500 hectares (Marne, Grand-Est), et d'identifier comment les écoulements se répartissent au sein du bassin-versant. Ces travaux permettront également de comprendre comment les Marais de Saint-Gond s'inscrivent au sein de l'interfluve Marne/Aube. Le croisement d'approches géomorphologiques (cartographie et profils de terrasses alluviales, profils des remplissages alluviaux…) et hydrologiques (analyses hydrologiques aux stations, mesures sérielles de débits et de paramètres physico-chimique, spatialisation des rendements hydrologiques…) met en valeur des conditions d'écoulement hétérogènes au sein de l'interfluve, paradoxalement homogène climatiquement et géologiquement. Une étude des remplissages associée à une étude paléoenvironnementale permet quant à elle de retracer la géométrie des remplissages mais également l'évolution de la zone humide sur les 15 000 dernières années. Enfin, l'étude diachronique permet de comprendre l'évolution des Marais de Saint-Gond sur les 200 dernières années et de mettre en évidence les raisons pour lesquelles la superficie de la zone humide diminue au fil des années.

Géographie, Zone humide, Hydrologie, Géomorphologie, Capture hydrographique, Interfluve Marne/Aube, Remplissages alluviaux, Marais de Saint-Gond, Grand-Est.

Hydrodynamic behaviour of Marais de Saint-Gond (Marne, France)

The purpose of the thesis carried out under the HYDRES program (2014-2018) is to understand the different water supply modes of the Marais de Saint-Gond, a vast 2,500 hectare wetland (Marne, Grand-Est), and identify how flows are distributed within the watershed. This work will also make it possible to understand how the Marais de Saint-Gond fit into interfluve Marne/Aube. The crossing of geomorphological approaches (mapping and profiles of alluvial terraces, alluvial filling profiles…) and hydrological (hydrological analyses at stations, serial measurements of flow rates and physico-chemical parameters, spatialization of hydrological yields…) highlights heterogeneous flow conditions into interfluve Marne/Aube, paradoxically homogeneous climatically and geologically. A filling study combined with a paleo-environmental study allows us to trace not only the filling geometry but also the evolution of the wetland over the past 15,000 years. Finally, the diachronic study makes it possible to understand the evolution of the Marais de Saint-Gond over the last 200 years and to highlight the reasons why the area of the wetland decreases over the years.

Geography, Wetland, Hydrology, Geomorphology, Stream capture, Interfluve, Alluvial fillings, Marais de Saint-Gond, Grand-Est region.

Discipline : GEOGRAPHIE

Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

Université de Reims Champagne-Ardenne
GEGENAA - EA 3795
57, rue Pierre Taittinger, 51096 Reims Cedex